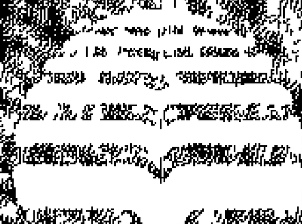
دكتور
جودة حسنين جودة

دراسات في
الجغرافيا الطبيعية للصحارى العربية



دار النهضة العربية

دراسات في

الجغرافيا الطبيعية للصحاري العربية

دراسات في

الجغرافيا الطبيعية للصحاري العربية

دكتور

جودة حسنين جودة

أستاذ الجغرافيا الطبيعية

بجامعتي الاسكندرية وبيروت العربية

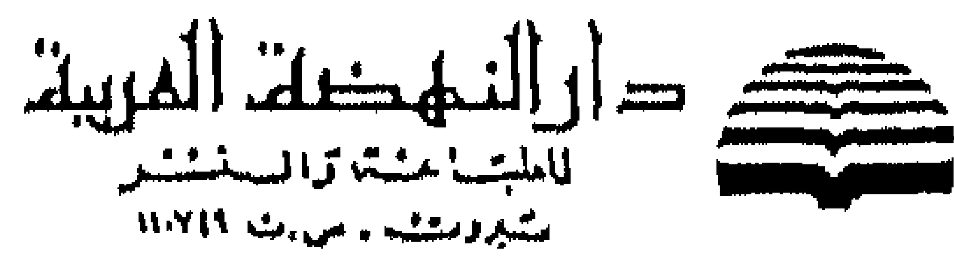


دار النهضة العربية

للطباعة والنشر

بيروت - ص. ب ١١٠٧٤٩

١٤٠٨ هـ - ١٩٨٨ م



* الإدارة: بيروت، شارع مدحت باشا، بناية كريدية، تلفون: ٣٠٣٨١٦/ ٣٠٩٨٣٠/ ٣١٢٢١٣
برقياً: دانهضة، ص . ب ٧٤٩-١١
تلكس: NAHDA 40290 LE
29354 LE

* المكتبة: شارع البستاني، بناية اسكندراني رقم ٣، غربي الجامعة العربية، تلفون: ٣١٦٢٠٢

* المستودع: بئر حسن، تلفون: ٨٣٣١٨٠

بسم الله الرحمن الرحيم

والارض بعد ذلك دحاها ، أخرج منها ماءها
ومرعاها ، والجبال أرساها ، متاعا لكم ولانعامكم.

صدق الله العظيم

(آية ٣٠ ــ ٣٢ من سورة النازعات)

الإهداء

الى من وضع قدمي على طريق البحث الجيومورفولوجي ، الى أستاذي الراحل الدكتور هانز بوش ، المدير السابق للمعهد الجغرافي بجامعة زيوريخ ، وأمين عام الاتحاد الجغرافي الدولي .

مقدّمـــة

ما تزال صحاري الوطن العربي بكرا بالنسبة للدراسات الجيوموروفولوجية. فما كتب عنها من هذه الوجهة قليل ، وبالتالي فهي تحوي مـــن الموضوعات الشيقة ما يجتذب البحاث ، ويستهوي الدارسين .

وقد أتيحت لي فرص عديدة للتجوال والدراسة في هذه الصحاري الشاسعة ، وأخرجت عدداً من الأبحاث التي تم نشرها في مختلف المجلات العلمية ؛ في الفترة ما بين عامي ١٩٦٢ و ١٩٧٥ .

وقد رأيت أن يجمع هذه الأبحاث مجلد واحد ، كي يسهـــل تداولها ، والإطلاع عليها . وإني إذ أقدمها مجتمعة بهذه الصورة لزملائي وتلاميذي ، لأرجو لهم بها النفع ، والله ولي التوفيق .

بيروت في ١٩٨٠

موضوعات الكتاب

البحث الاول

الاكتساح والنحت بواسطة الرياح

الاكتساح والنحت

بواسطة الرياح

١ ـ تطور البحث في تاثير الرياح على سطح الارض وفي الصحاري :

في النصف الثاني من القرن الثامن عشر أشار De Luc (١٧٧٦) إلى أهمية الرياح في حمل الغبار ؛ وعالج هذه الظاهرة أيضاً Elie de Beaument (١٨٤٥) ، واعتبر الرياح من أهم عوامل النقل . وقد أشار كل من d'aoust Virlet (١٨٥٨) و Bravard (١٨٥٧) لأول مرة إلى أهمية تراكم الغبار في تشكيل سطح الأرض . وقد استطاع Blake (١٨٥٥) أن يكتشف أهمية الرياح كعامل نحت ومن بعده استمر Gilbert (١٨٧٤) في دراسة تلك الظاهرة . وكان O. Fraas (١٨٦٧) أول من شاهد عملية تشقق الصخور بفعل الذبذبة والتفاوت في درجات الحرارة ، كما أشار إلى تكوين القشور الصلبة . . .

وفيما يختص بالصحارى عموماً فقد وصف E. Desor (١٨٦٤) الصحراء الكبرى ، واستطاع أن يميز بين الصحاري الهضبية أو صحاري الحماده Hamada ، وصحاري التعرية (السبخة ، الجوف ، الحفرة الداجا ، الشط) والصحاري الرملية (عرج Erg أو Areg) كأنماط

من طبيعة الأرض الصحراوية . وقد تمسك هذا الباحث بنظرية الرحالة القدماء (هيرودوت ،واراتوستينيس ،وديودور ،وسكيلاكس ،وبطليموس) التي كانت تعتبر الصحارى قيعاناً لبحار قديمة . أما Pomel (١٨٧٢) فقد عارض تلك النظرية التي عاد فعضدها من بعده Pèlagaud (١٨٨٠) ، ولكن O. Lenz (١٨٨١) عارضها ،ثم استطاع K. V. Zittel (١٨٨٣) أن ينقضها من أساسها بأبحاثه الجيولوجية والباليونتولوجية في الصحراء الليبية . وقرر أن مظاهر التضاريس الصحراوية إنما تدين بوجودها وتكوينها إلى تضافر تأثير الجو والمياه العذبة لا إلى تأثير الأمواج . ولكنه حدد تأثير الرياح بقوله إنه يرى تأثير الرياح الحقيقي في تكوين الكثبان وتوزيع وتنظيم الرمال ؛ أما الحافات الشديدة الإنحدار والأراضي الصخرية والأودية الجافة التي رآها في الصحراء فهي في رأيه أدلة قاطعة على النحت بواسطة المياه .

وقد درس V. Richthofen (١٨٨٧) تأثير الرياح دراسة مستفيضة في كتابه عن الصين ، وتبلورت أبحاثه وأثمرت في نظريته عن تكوينات اللوس Loess .

وقد تقدمت الأبحاث في جيومورفولوجية الصحاري وتأثير الرياح بعد ذلك بفضل مجهودات وأبحاث Johannes Walther و Passarge و E. Kaiser .

٢ ــ مجالات تأثير الرياح :

الرياح ظاهرة عالمية تنتشر في كل أرجاء الأرض ، لكنها لا تأتي كعامل مشكل لسطح الأرض إلا حيث تسود المحولة والجفاف ،فهنا يصبح لتأثير الرياح أهمية جيومورفولوجية كبيرة . فالغطاء النباتي

يكسر حدة احتكاك الرياح ويحمي التربة — إن لم يكن كلية فإلى حد كبير — من تأثير الرياح (أنظر R. Geiger ١٩٤٢ ص ١٠٠ وما بعدها) . وعلى العكس من ذلك نجد أن عمليات الحفر وقلب التربة وحرمان الأرض من نباتها،وتدخل الإنسان والحيوان في تدمير النبات، كل ذلك يلائم عمليات التعرية الهوائية .

وعلى هذا نجد مناطق معينة تتميز بتأثير واضح للرياح هي (O. Maull ١٩٥٨ ص ٤٠٤) :

١ — المناطق الفقيرة في نباتها والخالية من النبات حيث يسود الجفاف، أي مناطق الصحاري والاستبس وغيرها من الأراضي شبه الجافة .

٢ — سواحل البحار وبعض البحيرات .

٣ — الأراضي الحصوية النهرية والشطوط الرملية للأنهار التي تخلو من النبات، ويدخل ضمن هذه بعض الأراضي الفيضية .

٤ — المدرجات الجبلية الفقيرة في النبات أو الخالية منه .

٥ — الأراضي البركانية الحديثة .

٦ — الأراضي الجليدية .

٧ — الطرق والأراضي الزراعية التي تخلو فترة من النبات (الشراقي).

وعلى العكس من ذلك لا تمارس الرياح أي تأثير واضح في الأراضي التي يغطيها غطاء مائي كثيف،وفي الأراضي الزراعية (عدا ما ذكر منها تحت رقم ٧) . وأيضاً نجد أنه في المناطق تحت رقم ٣ ، ٤ ، ٥ ، ٦ تتدخل عوامل أخرى يندر معها تكوين أشكال مورفولوجية من تأثير الرياح .

٣ ـ قوة الرياح :

من الممكن تعيين قوة الريح ــ كقوة الماء ــ بالقاعدة الآتية :

$\frac{ك \times س^{٢}}{٢}$ باعتبار حرف «ك» دالا على كتلة الهواء المتحرك،وحرف « س » دالا على سرعة الريح . وسرعة الرياح في معظم الأحيان أكبر بكثير من سرعة المياه .

وتبلغ سرعة الرياح في الجبال الشاهقة وعلى السواحل بين ٧- ١٠ متر في الثانية كمتوسط سنوي . ففي فالينتيا Valentia (جنوب أيرلندا) تبلغ سرعة الرياح ٧٠٤ متر في الثانية كمتوسط سنوي ، وفي مرتفعات سينتس Saentis (جبال الألب ــ ارتفاعها ٢٤٤٠ مترا) ٧,٧ متر ،وفي سون بليك Sonnblick (ارتفاعها ٣١٠٠ متر بجبال الألب) تبلغ سرعة الريح ٧٠٥ متر كمتوسط سنوي . أما في بايكس بيك Pikes Peak (بمرتفعات الروكي) فيصل المعدل السنوي لسرعة الرياح إلى ٩,٢ متراً في الثانية . وتزداد سرعة الرياح على القمم المنعزلة التي يحيط بها فضاء واسع حتى ولو كانت قليلة الإرتفاع : ففي مونت واشنجتن Mount Washington في شمال مرتفعات الأبلاش يبلغ المعدل السنوي لسرعة الرياح ١٥ متراً في الثانية على الرغم من أن ارتفاعه لا يزيد عن ١٩٥٠ متراً . ويمكن القول عموماً أن سرعة الرياح تشتد في الأراضي الداخلية كلما ارتفعنا . ففي أراضي منطقة ناوين Nauen غربي برلين ،تبلغ سرعة الرياح على ارتفاع ٢ متر ٣,٢٩ م/ ثانية ،وعلى ارتفاع ١٦ م تبلغ سرعة الريح ٤,٨٦ م / ثانية، وعلى ارتفاع ٣٢م يبلغ المعدل السنوي لسرعة الرياح ٥,٥٤ م/ ثانية .

ويشتد تأثير الرياح على الخصوص عندما تبلغ سرعة الرياح نهاياتها العظمى . ففي مرتفعات Saentis وصل المتوسط اليومي لسرعة الرياح ٣٢,٣ متراً في الثانية ، بل قد بلغت السرعة ٤٦,١ متراً / ثانية. ويحدث ذلك على الخصوص في بعض أيام وسط الشتاء . وفي مدينة « زيوريخ » تصل النهاية العظمى لسرعة الرياح أحياناً إلى ٢٤ م / ثانية .

وعلى الرغم من أن سرعة الهواء المتحرك تفوق سرعة المياه الجارية بكثير ، إلا أن الهواء أقل كثافة من المياه ودونها في كتلها (ك) المتحركة ، وبالتالي فإن قوة الهواء المتحرك أضعف من قوة المياه الجارية . ولا يعتمد تأثير الرياح على كتلة الهواء وإنما على سرعته في مكان التأثير . وعموماً لا تتحرك الرياح في مسار ضيق محدود كما هي حال مياه نهر . ولكنها تهب على مساحة كبيرة فتصقلها ، وتلائم نفسها بالبيئة الجديدة التي قد تتميز باختلاف في طبيعتها ، وتباين في ارتفاعها . وتتفوق الرياح على الجليد المتحرك والمياه الجارية في قدرتها على مقاومة الجاذبية الأرضية . فهي تتحرك صعداً إلى قمم المرتفعات وتهبط إلى أسافلها ، وهي في مسارها لا تتقيد بانحدار معين ،ولهذا لا يمكن للبيئة الطبيعية التي تشكلها الرياح أن تظهر في صورة بيئةالأودية ، ولكنها تتطور إلى مظهر البيئة الحوضية . وعندما يمر التيار الهوائي بعوائق فإنه يُحتجز أمامها ، فيزداد عنفاً ، بينما يتوزع في ظهيرها فتضعف قوته . ومع هذا فإن قوة الرياح الهابطة تشتد فيما وراء العقبة خاصة إذا كان الإنحدار شديداً ، ويزداد تأثيرها كلما كبرت زاوية الإنحدار .

ويصبح دوام تأثير الرياح دون تأثير المياه الجارية في الجهات التي تهب عليها الرياح بانتظام . فتأثير الرياح يتغير بالتباين في قوتها وفي اتجاهاتها وفي تكرر هبوبها . ويزداد تأثيرها عندما تهب على دفعات ،وفي

شكل هبات مختلفة السرعة ؛ وكثيراً ما تتدخل مظاهر التضاريس في إعاقتها أو في تغيير اتجاهاتها ؛ وكثيراً ما يحدث الخطأ في تمييز الجانب المقابل للرياح من الجانب المظاهر لها . وإلى جانب التيارات الهوائية السطحية السائدة ، هناك التيارات الصاعدة أو الدوامات التي تمتاز بقدرة كبيرة على الإمتصاص صعداً .

ولا تستهلك الرياح قوتها في الهبوب فحسب ، وإنما تقوم أيضاً بالنقل هبوطاً وصعوداً (E. E. Free ١٩١١) . وذرات المواد التي تحملها الرياح هي التي تصنع « اغبرار الجو » ؛ « والجو المغبر » كالماء العكر من تأثير ذرات المواد الدقيقة العالقة بهما .

وتتوقف مقدرة الرياح على النقل على سرعتها ، وذلك حينما تظل كتلة الهواء المتحرك ثابتة . وقد أجريت عدة تجارب لتعيين مقدرة الرياح على النقل مع اختلاف السرعة وباستخدام رمال من الكوارتز ،وكانت النتائج كالآتي (J. Thoulet ١٩١١ ، وانظر أيضاً Sokolo ١٨٩٤ و Bagnold ١٩٤١)

	قطر الحبيبات بالمليمتر	سرعة الرياح متر/ثانية
رمل بالغ الدقة	٠,٠٣	٠,٢٥
	٠,٠٤	٠,٥
رمل دقيق جداً	٠,١٢	١,٥
رمل دقيق	٠,٢٥	٣,٠
	٠,٣٢	٤,٠
رمل متوسط	٠,٦	٧,٤
رمل خشن	١,٠٤	١١,٤

وتتحكم أيضاً في كمية ما تستطيع الرياح نقله عوامل أخرى تختص بالحبيبات نفسها كشكل الحبيبة وموضعها ، إذ تزداد مقدرة الرياح على تحريك الحبيبات والذرات التي تتميز بشكل غير منتظم .

وتستطيع عواصف الغبار وزوابع الرمال أن تنقل ما يحمله الهواء من مواد دقيقة عبر مسافات شاسعة ،قد تصل أحياناً إلى عدة آلاف من الكيلو مترات (L. Wittschell ١٩٣٠ ، Rodewald ١٩٣١) . هذه العواصف والزوابع تهب من الصحراء الكبرى ، إذ تثيرها انخفاضات جوية تتحرك عل طول حواف الأقاليم الجافة ، وتلك هي العواصف التي أطلق عليها « تسيستلر Zistler » (١٩٢٦) إسم السيروكو Scirocco . ومثال تلك العواصف ما هب منها في أيام ٩ - ١٢ مارس سنة ١٩٠١ ، فقد استطاعت تلك العواصف أن تنقل غبار الصحراء الكبرى الإفريقية إلى شمال القسم الأوسط من أوربا . وقد قدر وزن ما سقط منها من غبار في شمال إفريقيا بـ ١٥٠ مليون طن متري ، وفي إيطاليا ١,٣١٤ مليون طن ،وفي النمسا والمجر ٣٧٥ ألف طن ، وفي شمال ألمانيا — ٩٣, ألف طن (أنظر Hellmann و Meinardus ١٩٠١) . وفي شهر فبراير سنة ١٩٠٣ هبت عاصفة ترابية أعنف ، أسقطت على أراضي غرب ووسط أوربا غباراً قدر وزنه بعشرة ملايين من الأطنان (Herrmann ١٩٠٣). ولا تتميز الصحراء الكبرى وحدها بظاهرة العواصف الترابية ، فهناك جهات كثيرة من أنحاء العالم تعرف زوابع الغبار وتعاني منها ،كشبه الجزيرة العربية والعراق وإيران ،والقسم الداخلي من قارة آسيا حيث تنشأ فيه الزوابع التي تهب على الصين (أنظر Guppy ١٨٨١ و Harrington ١٨٨٦ و Richthofen ١٨٧٧) ؛ وعدا هذه المناطق هناك أيضاً شمال غرب الهند (Baddeley ١٨٩٩) وأستراليا (Noble ١٩٠٤) .

ولا يقتصر حدوث تلك العواصف في المناطق الصحراوية فحسب ، بل نصادفها أيضاً في الجهات شبه الصحراوية ، في أراضي الاستبس كما في جنوب أفريقيـــا والسودان الغربي (تهب نحو خليج غينيا) ، وأراضي الاستبس الروسية ، وفي براري أمريكا الشمالية ، وتتولد هنا عـــلى الخصوص في أراضي الغرب الجافة .

ويتكرر سقوط الغبار الآتي من الصحراء الكبرى في أراضي وسط أوربا كثيراً وهو ــ عدا المثالين السابقين الواضحي التأثير ــ يظهر هناك في شكل ثلج ملوّن ؛ إذ يختلط بالثلوج المتساقطة فيخلع عليها لونه . ففي سنة ١٩٠٦ (٢٢ ــ ٢٣ مارس) تساقط ثلج مصفّر اللون على مرتفعات الألب الشرقية في جنوب النمسا وشمال إيطاليا (الألب الكارنية Carnic Alps) . وفي سنة ١٩١٦ (٩ مارس) تساقطت ثلوج حمراء اللون على منطقة شتاير مارك Steiermark قرب جراتس Gratz بالنمسا . وفي سنة ١٩٣٦ (٢٨ فبرايـــر) تلبدت سماء المنطقة السالفة الذكر بسحاب أصفر اللون ما لبث أن تساقطت منه ثلوج غزيرة صفراء اللون . وبعد مرور بضعة أيام من ذلك التاريخ انهمر مطر أصفر اللون على معظم الأراضي السويسرية . وقد تكرر حدوث هذه الظاهرة ست مرات في مدى عام واحد (حتى ٢٤ مارس سنة ١٩٣٧) وشملت معظم مرتفعات الألب .

وعدا الغبار الذي يتكون من ذرات دقيقة ، تستطيع الرياح أيضاً أن تحرك مفتتات صخرية وحصى يصل في حجمه إلى حجم بـــيض الدجاج . فالرياح إذن تمتاز بقدرة على النقل من موضع ،والإرساب في موضع آخر .

٤ ـ الاكتساح والنحت بواسطة الرياح :

تعتبر عملية التعرية بواسطة الرياح عملية مزدوجة تساهم فيها ظاهرتان يصعب تحديد أيهما أقوى تأثيراً . فعملية الإكتساح Deflation = Ausblasung بواسطة الرياح تؤدي إلى حمل ودفع وإزالة المواد الصخرية الهشة من غبار ورمال وحصى ذي حجم معين . أما عملية النحت Corrosion فتتم بواسطة انقضاض الرياح المحملة بالمفتتات الصخرية التي تتحول إلى عواصف رملية تقوى على مسح الصخور وبريها وصقلها ، كما تستطيع نحر الصخر وحفره وتكوين كهوف وثقوب وخطوط غائرة . هاتان الظاهرتان ـ الإكتساح والنحت ـ تدأبان في العمل وتتناوبان التأثير في الصخر وبهما يتم تأثير الرياح كعامل تعرية . فحينما ترقى عملية الإكتساح ـ بما ترفعه وتحمله من حطام صخري ـ إلى مرتبة النحت ، تبدأ عملية النحت في تفكيك الصخر وتفتيته وإعداده للإكتساح ، ثم يبدأ النحت من جديد . ولهذا فإن طبيعة الصخر عامل من العوامل الهامة التي تتوقف عليها قدرة تأثير كل من الإكتساح والنحت .

وهناك خلاف بين الجيولوجيين والجيومورفولوجيين في تقييم قدرة كل من الإكتساح والنحت على تشكيل سطح الصحاري . فيرى كل من والتر J. Walther (١٨٩١ و ١٩٠١ و ١٩٢٤) الذي درس التعرية الهوائية في صحراء حلوان ، وشفينفوث Schweinfurth (١٨٩٦) وكايزر E. Kaiser (١٩٢٣ و ١٩٢٦ و ١٩٢٧) الذي قام بأبحاثه في صحراء ناميب Namib (أنظر الخريطة في نهاية البحث) أن عملية الإكتساح أهم وأبعد أثراً،وإليها يرجع الفضل في تكوين الأشكال الكبيرة في الصحراء ، بينما يعمل النحت على تكوين الأشكال الصغيرة فقط . ويعتقد هذا الفريق من الباحثين أن النحت بواسطة الرياح يقتصر تأثيره على الأراضي البالغة

الجفاف والمحولة ، بينما يشمل تأثير الإكتساح مجالات أوسع رقعة وامتداداً .

وقد عارض بسارجي Passarge (١٩٠٩ و١٩٢٤ و ١٩٢٦ و ١٩٣٣) هذا الرأي ،وقال إن صحراء ناميب نظراً لغناها بالرمال لا تصلح أساساً لمثل هذا التفسير ، وبناء على أبحاثه الجيومورفولوجية في الصحاري المصرية ، استطاع أن يميز من خلال دراسته لمختلف العمليات التي تتم بناء على التباين في طبيعة الأرض ، بين الدور الذي تقوم به عملية الإكتساح والدور الذي تقوم به عملية النحت . ففي الصحراء الشرقية التي تخلو من الرمال ، وتتميز بأرض يختلط فيها الغبار بالأملاح ، يوجد فيها الحطام الصخري أسفل غشاء أو قشرة ملحية رقيقة لا يتعدى سمكها ملليمتراً واحداً ، وهي من الرقة بحيث يستطيع الإصبع إختراقها بسهولة ، وتوجد تحت تلك القشرة مواد دقيقة الحبيبات ترابية هشة من السهل تحريكها ، وتختلط بها بعض الحبيبات الخشنة . وعلى الرغم من وجود تلك المواد الهشة فإن الرياح لا تقوى على اكتساحها ، ويرجع ذلك لانعدام وجود رمال ، وبسبب وجود القشرة الملحية الرقيقة التي تحمي تلك المواد الدقيقة من تأثير الرياح. ويتضح تأثير هذين العاملين حتى عندما تهب العواصف الشديدة ، إذ أن الجو يبقى نظيفاً خالياً من الغبار . هذه القشرة الملحية تماثل في تأثيرها الحامي ما يسمى بالغشاء الترابي الذي وصفه Mortensen (١٩٢٩ و ١٩٥٠) في صحراء شيلي (أنظر أيضاً Blanck ١٩٣١) كما شاهده ووصفه Brandt (١٩٣٢) و Passarge (أنظر المراجع السابقة له) في صحاري مصر ؛ هذا الغشاء يمثل قشرة متصلبة لا يزيد سمكها عن بضع ملليمترات قليلة ، ويتركب من الغبار الهش غير المتماسك الذي يوجد أسفله . ويبدو أن هذا الغشاء قد تكون نتيجة لتعرض الأتربة لرطوبة عرضية أعقبها تبخير سريع فتماسكت وتلاحمت

وتصلبت . وشبيه بهذه القشرة الرقيقة الكلسية التي تتكون عادة في أراضي الاستبس ، والتي تغطي الأرض الجافة التي تحتوي على نسبة من أملاح الكلسيوم . ومثلها أيضاً ما يحدث في أراضي العروض المعتدلة إذ تجف التربة السطحية في شكل قشرة صلبة . ولا يقتصر وجود تلك الظاهرة في صحاري مصر وصحراء أتكاما Atacama فحسب، بل توجد أيضاً في الصحراء الجزائرية ، وفي الجهات الغربية الجافة من أمريكا الشمالية ،حيث استطاع راسيل J. C. Russell (١٨٨٩) أن يتعرف عليها في حوض نهر « سنيك » Snake .

وفي صحراء مصر الغربية حيث يتوفر وجود الرمال مع وجود الأراضي التي يختلط فيها الغبار بالأملاح ، تستطيع الرياح أن تقوم بوظيفتي الإكتساح والنحت ، إذ تتوافر لديها معاول الهدم وهي الرمال. فالرياح هنا تستطيع بما تحمله من رمال أن تمزق الغشاء الملحي المتصلب ، وتنفذ إلى ما تحته من غبار فتذريه ، وسرعان ما يغبر الجو حتى ولو كانت الريح ضعيفة ، وتهب على الصخور فتصقلها وتبريها وتخلع عليها أشكالا جديدة .

وفي منطقة بحيرة قارون بإقليم الفيوم نجد أمثلة حية وواضحة للتعرية الهوائية سواء حيث توجد الرمال أو حيث ينعدم وجودها . ففي نطاق يتكون من «مارل» رملي (يحتوي على كربونات كلسيوم) ينتمي للعصر الكريتاسي ،ويمتد على طول شاطيء البحيرة الشمالي مسافة تصل إلى حوالي عشرين كيلومتراً بعرض يتراوح بين ٥ — ٨ كم ، استطاعت الرياح أن تنحت وتكتسح من الأرض ما بلغ سمكه بين ٨ — ١٠ م منذ العصر البطلمي ، وحولت أرض النطاق إلى أشكال التلال الصخرية الطولية ، والأخاديد «الهوائية» . أما في جزيرة القرن التي تقع في قلب البحيرة والتي تخلو من الرمال ، فتتكون أرضها من تربة بنية قديمة ، شاهد مثلها بسارجي Passarge (١٩٣٣) في صحراء حلوان ، وعاد بنشأتها

إلى عصر البليوستوسين . وقد غطت حواف الجزيرة طبقة من الطين البحيري تعلوها قشرة متماسكة تحميها من تأثير الرياح .

وقد لاحظ ماول Maull (١٩٣٢ و ١٩٥٨) من مشاهداته وأبحاثه في شمال الصحراء الكبرى الأفريقية إضمحلال تأثير الرياح في المناطق التي تحميها مثل تلك القشور الملحية أو الترابية الرقيقة . وفي منحدرات الشواهد Zeugen والجبال الجزيرية Inselberge التي تتركب من طبقات متعاقبة من صخور رملية وطفل جيري (مارل) ورمال ،والتي تقع إلى الغرب من واحات توغورت (في الجزائر) نجد أن الطبقات الصلبة تبدو معلقة ،إذ قد أزالت الرياح بما تحمله من رمال وغبار يتوافر في الإقليم ما تحتها من طبقات هشة ؛ مثل تلك الأشكال لا نجدها في منطقة قريبة (في هضبة المزاب Mzab) التي تتـألف من صخور جيرية كريتاسية يعوزها وجود الرمال .

وتعمل القشور السطحية بأنواعها المختلفة ومنها القشور الجيرية على حماية الأرض وإضعاف تأثير الرياح فيها . ولكنها لا تستطيع أن تمنع هذا التأثير تماماً . وهذا يتوقت أولا وأخيراً على حمولة الرياح من الرمال . ففي المناطق العامرة بالرمال تصبح عملية النحت قوة فعالة في تشكيل سطح الأرض رغم وجود القشور المتماسكة . أما عملية الإكتساح Deflation وحدها فلا تستطيع تكوين أشكال مور فولوجية إلا حيث تتوافر المواد الهشة العارية من كل حماية . ولا يشك في الأهمية الجيومورفولوجية لعملية الإكتساح ، فهي المسئولة عن رفع كميات هائلة من الغبار في شكل عواصف ترابية،وإن كانت عملية النحـت Corrosion تساعدها وتشد من أزر أثرها في البداية .

٥ ـ الاشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن فعل الرياح كعامل تعرية (اكتساح ونحت) :

مما لا شك فيه أن الأشكال الجيومورفولوجية التي نشاهدها في المناطق التي يسودها تأثير الرياح قد أصابها الكثير من فعل التعرية الهوائية أكثر مما في الجهات الأخرى التي لا نعدم أن نجد لها مثيلا فيها . وهذه الأشكال لم تتحول وتتخذ صوراً جديدة ، ولهذا لا يمكن اعتبارها أشكالا مثالية للتعرية الهوائية ، بل تذكر في معرض دراسة سمات البيئة المورفولوجية للصحاري ،ولهذا تبدو الأشكال المثالية الناجمة عن تعرية الرياح قليلة نوعاً . ونظراً لتداخل وتعاون عمليّي الإكتساح والنحت ،فإنه يصعب بل يستحيل أحياناً التفريق بين الأشكال التي تدين بنشأتها لفعل هذه أو تلك .

ومن بين الأشكال الهامة التي يتضح فيها تأثير التعرية الهوائية ما يطلق عليه باللغة الألمانية Windkanter أو Fazettengeschiebe وبالفرنسية Cailloux faconnès ، وبالإنجليزية Ventifacts (١) made by wind ، أو Wind Cut Pepples) وهي على الرغم من أنها أشكال متناهية الصغر ،إلا أن وجودها في مكان ما يدل على أن صقل الرمال كان أو ما يزال دائباً في العمل .

وهي عبارة عن حصى أو قطع من الصخر تمزقت منه بتأثير القفز ، وتعرضت لانقضاض هبات الرمال فترة طويلة ، فنشأ عن ذلك بزى

---

(١) اطلق الاسم على هذه الاشكال ليدل على ان الرياح هي التي صنعتها او شكلتها ، وقد اوحت الى هذه التسمية الاشكال الحجرية التي كان يصنعها الانسان في العصور الحجرية القديمة Artifacts (انظر ص ٤١٠ من كتاب Maull ١٩٥٨) .

وصقل أحد جوانبها ، وتعرف حينئذ بذات الوجه أو الجانب الواحد Einkanter الذي تتعامد حافته مع اتجاه الرياح . وحين يتغير وضع قطعة الصخر أو الحصوة لسبب أو لآخر ، كأن تدور أو تنقلب بفعل قوة هبوب الرياح يتعرض جانب ثان ثم ثالث . . . لهبوب الريح المحملة بالرمال ، فتتكون عدة أوجه تصقلها وتبريها الرياح ، فينشأ عن ذلك أن يتحول الحصى إلى أشكال مثلثة أو رباعية أو خماسية أو متوازية الأوجه والحواف . وقد ينشأ مثيل لتلك الأشكال حينما يتغير إتجاه الرياح بانتظام ، ويبقى الحصى ثابتاً .

وفي أثناء عملية بناء تلك الأشكال تجاهد الريح المحملة بالرمال في بري قطع الصخر ونحتها لتصبح في مستوى البقعة المحيطة بها،ولكن يعوقها في سبيل ذلك مقاومة الصخر نفسه. وينشأ عن تضارب تلك القوى وجه مصقول يشتد إنحداره كلما ازدادت صلابة الصخر ، كما في الجرانيت والكوارتز والكوارتزيت (متحول عن كوارتز الصخر الرملي في مستويات التحول الثلاثة العليا والوسطى والسفلى) والجراوفاكين Grauwacken [1] . أما في حالتي الصخر الجيري وصخر الدولوميت (يتركب من كربونات كلسيوم وكربونات مغنسيوم) فتتكوّن أشكال هرمية ومخروطية ذات أوجه مسطحة . أما الحواف أو الأضلع الحادة للأوجه فلا تظهر إلا عند تمام تكوين تلك الأوجه (Cloos ١٩١١ و Walther ١٨٨٧ ، ١٩١١ و Tolman ١٩٠٩ و Bryan ١٩٣٥ ، ١٩٢٢ و Davis ١٩٣٠ و Field ١٩٣٥ و Lawson ١٩١٥)

---

(١) صخر رملي قديم يرجع ارسابه الى الزمن الاول ومـا قبله ، وهو رمادي اللون أو رمادي مخضر ، ويتركب من الكوارتز والفلسبار كما يحتوى على حطام صخور ومعادن اخرى كالكوارتزيت والفليت Phyllite (متحول عن الصخور الرملية والطينية في مستوى التحول العلوي) .

وتوزيع هذه الأشكال ليس منتظماً في كل الصحاري . فبينما يكثر وجودها في الصحراء الليبية،وفي صحراء ناميب حيث قام بدراستها « كلوس Cloos » على الخصوص ، نجدها قليلة أو نادرة الوجود في صحراء أتكاما وفي صحراء الجزائر ، حيث يكثر وجود أشكال أخرى عبارة عن أحجار جيرية تتميز بخطوط غائرة وحزوز غير منتظمة وبحواف مستديرة ، كما تبرز فيها عقد جيرية تفصل بينها فجوات كانت تحتلها مواد لاحمة نحتتها الرياح،أو عروق كلسية تفصلها خطوط غائرة ، ويكثر أيضاً وجود الصخور التي صقلتها الرياح من جميع جوانبها؛فلا تكاد تظهر فيها الحواف المستديرة،وتنشأ البثور أو الجدرات في أوجه الصخور في الغالب نتيجة لتأثير عمليات التحلل الكيماوي والتعرية الهوائية معاً .

وعدا هذا تتميز الأجزاء الشمالية من الصحراء الكبرى الأفريقية بتجمعات قد تبدو أحياناً في شكل مستويات من قطع صخرية صغيرة مصقولة برتها الريح برياً دقيقاً ؛ وهي في الواقع تمثل مخلفات عملية « الإختيار » التي تقوم بها الرياح التي تحمل ما تطيقه،وتترك عدا ذلك من حطام صخري يلتصق بأرض الصحراء في شكل « زرد الدرع » Steinchen - panzer كما يسميه Mortensen (١٩٢٩ و ١٩٥٠). أما Penk (١٩٠٩) فيسمي هذه الظاهرة «عملية تلبيس» Panzerung ، وهي عملية تمتاز بها الصحاري .

أما الحصى ذو الأوجه المصقولة Windkanter ، فتتميز بوجوده الجهات التي تتوفر فيها عملية الصقل والبري بواسطة الرياح المحملة بالرمال . ولهذا يكثر وجوده أيضاً في غير الأراضي الصحراوية القاحلة ، إذ يوجد بكثرة في الرواسب البليوستوسينية في شمال ألمانيا ،

ولا يعني هذا أن تشكيله قد تم في عصر البليوستوسين فحسب ، وإنما قد تبين أن عملية الصقل والبري لكثير من جوانبه ما تزال دائبة . ومثل هذا الحصى ما يوجد أيضاً في مناطق تراكم الرمال الهوائية في الجهات الداخلية، كما في أخدود وادي نهر الرين إلى الجنوب من مدينة فرانكفورت .

وتستطيع الرياح المحملة بالرمال أن تنحت الصخور والحوائط الصخرية إلى إرتفاع محدود من سطح الأرض . ويشتد تأثير النحت في تلك الصخور والحوائط على ارتفاع قليل من سطح الأرض (أي من قاعدتها) ، نظراً لأن الريح تستهلك قسماً من قوتها في الإحتكاك بالأرض ، فتنشأ عن ذلك أشكال تشبه الأرائك أو « العروش » أو المظلات ، يطلق عليها جبال الشواهد الصحراوية Wuestenzeugenberge والجبال الجزيرية Insel berge حيث استطاعت الرياح أن تنحت الصخور من جذورها ، أو تنحت الطبقات اللينة على مستويات مختلفة ، كما تنشأ أيضاً وبنفس الطريقة الأشكال الصخرية التي تشبه في مظهرها عش الغراب . ويعتقد « لويس Louis » (١٩٦١) أن العامل الرئيسي في تكوين تلك الأشكال ليس النحت في كثير من الأحوال—وإن لم ينكر أثره — وإنما عملية إكتساح المواد الخشنة التي تكثر عند أسافل الصخور عقب سقوط المطر وازدياد الرطوبة، نتيجة لعمليات التحلل والإذابة .

وبفعل النحت تنشأ الحفر والثقوب في الصحاري . ومثل تلك الحفر توجد أيضاً في المناطق الرطبة ، ولكنها هناك قليلة ليست بالكثرة التي تجدها في الجهات الصحراوية ، ولهذا يمكن إعتبارها ظاهرة تختص بها الصحاري. وللحفر الصحراوية التي لم يشترك في تكوينها عامل آخر

غير النحت بواسطة الرياح مظهر خاص ، إذ تبدو جوانبها مصقولة تماماً ، كما يخلو قاعها من الرواسب أو يكاد . وتبدو بعض أشكال التعرية الهوائية، كالأرائك والمظلات والموائد وما شاكل ذلك نادرة الوجود في بعض الصحاري، كما في إيران وصحراء الجزائر وشمال صحراء شيلي، ولهذا ينبغي التحفظ عند التعميم في وصف أشكال التعرية الهوائية في الصحاري.

وتستطيع الرياح أن تنحت في الصخور اللينة كصخور المارل والصخور الطينيـة والرمليـة والتوفا الجيرية مكونة خطوطاً غائرة وقنوات تعرف بالقنوات أو الأخاديد الهوائية . وبين تلك الأخاديد تمتد أحياناً حافات حادة مصقولة . وكثيراً ما تنتشر تلك الأخاديد الهوائية في أرض منبسطة متناسقة كما هي الحال في صحراء جوبي Gobi التي تتكون أرضها من طبقات صخرية هشة . ويعتقد Kaiser (١٩٢٦) أن الأخاديد والقنوات الغائرة التي يصل عمقها إلى ١٥ متراً، والتي شاهدها في صحراء ناميب، قد نشأت بفعل النحت الهوائي .

وعند أطراف الأراضي الفيضية الواسعة في الأحواض الصحراوية المغلقة تنتشر مساحات واسعة من الطفل والطين الملحي يطلق عليها البلايات Playas في أمريكا اللاتينية، والسبخات في الصحراء الكبرى والكيواير Kewire في إيران. وحين تجف تلك الرواسب وتتصلب في الجهات التي تسودها رياح منتظمة الإتجاه ، يتحول سطحها بفعـل الرياح إلى قنوات غائرة طويلة متوازية تقريباً ، ذات جوانب شديدة الإنحدار يبلغ عمقها أكثر من المتر ، وعرضها حوالي متر أو أكثر . وفيما بين القنوات تبرز الأرض في شكل عروق أو ضلوع . وتبدو الأرض في مظهر مضرس فيصعب إجتيازها . ويطلق على هـذه التضاريس في إقليم بحيرة لوب نور Lob - nor (شرقي حوض تاريم) بتضاريس الياردانج Yardang . ويظهر أن ضلوع الياردانج يرتبط

وجودها وثباتها بوجود شجيرات نامية أو يابسة تعمل جذورها على تماسك رواسب الطفل والطين ،وبالتالي على تقوية مقاومة تلك الرواسب للنحت الهوائي (لويس Louis ١٩٦١) .

وتستطيع الرياح أيضا أن تكون منخفضات هوائية = Blowouts Winderosionswannen تتعاون في حفرها عمليتا الإكتساح والنحت . ويعزو والتر Walther (١٨٩١ و ١٩٠١ و ١٩٢٤) تكوين منخفضات الواحات الليبية إلى عملية الإكتساح وحدها ؛ ومثله « كايزر Kaiser » (١٩٢٣ و ١٩٢٦ و ١٩٢٧) في تفسير تكوين منخفضات صحراء ناميب ؛كما يرجع Maul تكوين منخفضات البانج كيانج P'ang Kiang في منغوليا والتي يصل عمقها إلى ١٤٠ متراً إلى عملية الإكتساح وحدها أيضاً (Maull ١٩٥٨) . أما بسارجي Passarge (١٩٠٩ و١٩٢٤ و ١٩٢٦ و ١٩٣٣) فيرجع تكوين تلك المنخفضات وأمثالها إلى عملية النحت Corrosion وحدها .

ومن الممكن أن تنشأ « منخفضات الإكتساح » في منطقة تتكوّن من مواد هشة عارية تماماً من كل حماية . ومثلها التجاويف التي تنشأ في مناطق الكثبان الرماية (أنظر Maull ١٩٥٨ ص ٤٢٠ وما بعدها والصورة رقم ٦٧) . أما حيث يغطي الرواسب الهشة غشاء صلب ،فإن عملية تكوين المنخفضات تحتاج في مرحلتها الأولى إلى عماية حمل Aufhebung (أي إكتساح Deflation) — تتم مثلا في منطقة رملية مجاورة — تمكن لعملية النحت من الإنقضاض على « الغشاء الواقي » وتمزيقه ، فينفتح بذلك المجال لعماية الإكتساح من القيام بالعمل الرئيسي في تجويف المنخفض وتعميقه،وتتعاقب العمليات حينئذ على النحو الآتي :

عملية إكتساح، يليها النحت، ثم عملية إكتساح التعميق. أما التجاويف التي تنشأ بفعل الرياح في الصخور الصلبة، فلا يقوى على حفرها سوى عملية النحت، وإن كان يسبقها عملية إكتساح تمهيدية قد لا تستمد حمولتها بالضرورة من نفس المكان. هذه التجاويف تسمى حينئذ بتجاويف النحت.

. وقد استطاع Kaiser (١٩٢٦) أن يميز في منطقة أبحاثه في صحراء ناميب منخفضات ضخمة عزى نشأتها إلى فعل عملية الإكتساح الهوائي وحدها. ويرى Maull (١٩٥٨) في في أصل نشأتها رأياً آخر، إذ يعتقد أنها لا يمكن أن تنشأ إلا بواسطة عملية النحت. أما لويس Louis (١٩٦١) فيرجع تكوينها إلى عمليتي الإكتساح والنحت معاً.

وقد قام Kaiser بدراسة صحراء ناميب ومنخفضاتها دراسة جيولوجية وطبوغرافية دقيقة، وسجل نتائج أبحاثه على خرائط خاصة ملونة مقياس ١ : ٢٥,٠٠٠. وقد إستطاع أن يميز طبقات من الصخور الرملية وصخور الأركوز Arkose (١) التي ترجع إلى العصر الكامبري، وصخور الدولوميت، وهي جميعاً ترتكز على أساس من الصخور البلورية التي تتركب منها كتلة جنوب غرب أفريقيا. وقد وجد أن تلك الطبقات قد أصابها التواء بسيط يتفق خط ظهور طبقاته مع الإتجاه العام للرياح السائدة من الجنوب إلى الشمال. ولما كانت صخور تلك الطبقات تتميز بسهولة تحللها وتفككها، لهذا استطاعت الرياح أن تكتسح وتنحت تلك التكوينات مكونة لمنخفضات طويلة مغلقة، يتراوح طولها بين ١٠,٥ كيلومتراً وعرضها بين ٢٥٠ و ١٠٠٠ متر، كما يصل عمقها إلى نحو ٥٠ متراً.

---

(١) Arkose كلمة فرنسية تطلق على الحجر الرملي الذي يحتوي على نسبة كبيرة من معدن الفلسبار.

وتمتد تلك المنخفضات ، وكذلك الأشرطة البارزة التي تفصل بينها في إتجاه الرياح السائدة من الجنوب إلى الشمال تقريباً ، ولهذا يبدو مظهر السطح العام منتظماً متناسقاً ، ولكنها أحياناً تتفرع وتتشعب وتتصل ببعضها مكونة شبكة من المنخفضات .

وفي بعض الأماكن ، على مستويات مختلفة من منحدرات تلك المنخفضات ،وعند حواف قواعدها خاصة حيث تلتقي تلك الحواف بمصبات المسيلات الجافة والقنوات المعلقة ، توجد بقايا مجمعـات Fanglomerate (١). ووجود هذه المجمعات بنظامها المعين يدل على أن تلك المنخفضات لم تنشأ عن حدوث حركة التوائية ، وإنما بواسطة نوع معين من التعرية يستطيع رفع تلك الرواسب صعداً وإخـلاء المنخفضات منها ، ونعني بهذا النوع التعرية الهوائية .

وتبدو أهمية الأبحاث الخاصة بتلك المنخفضات بأنها تثبت بالدليل الواضح عظم الدور الذي تقوم به التعرية الهوائية في الجهات الجافة .

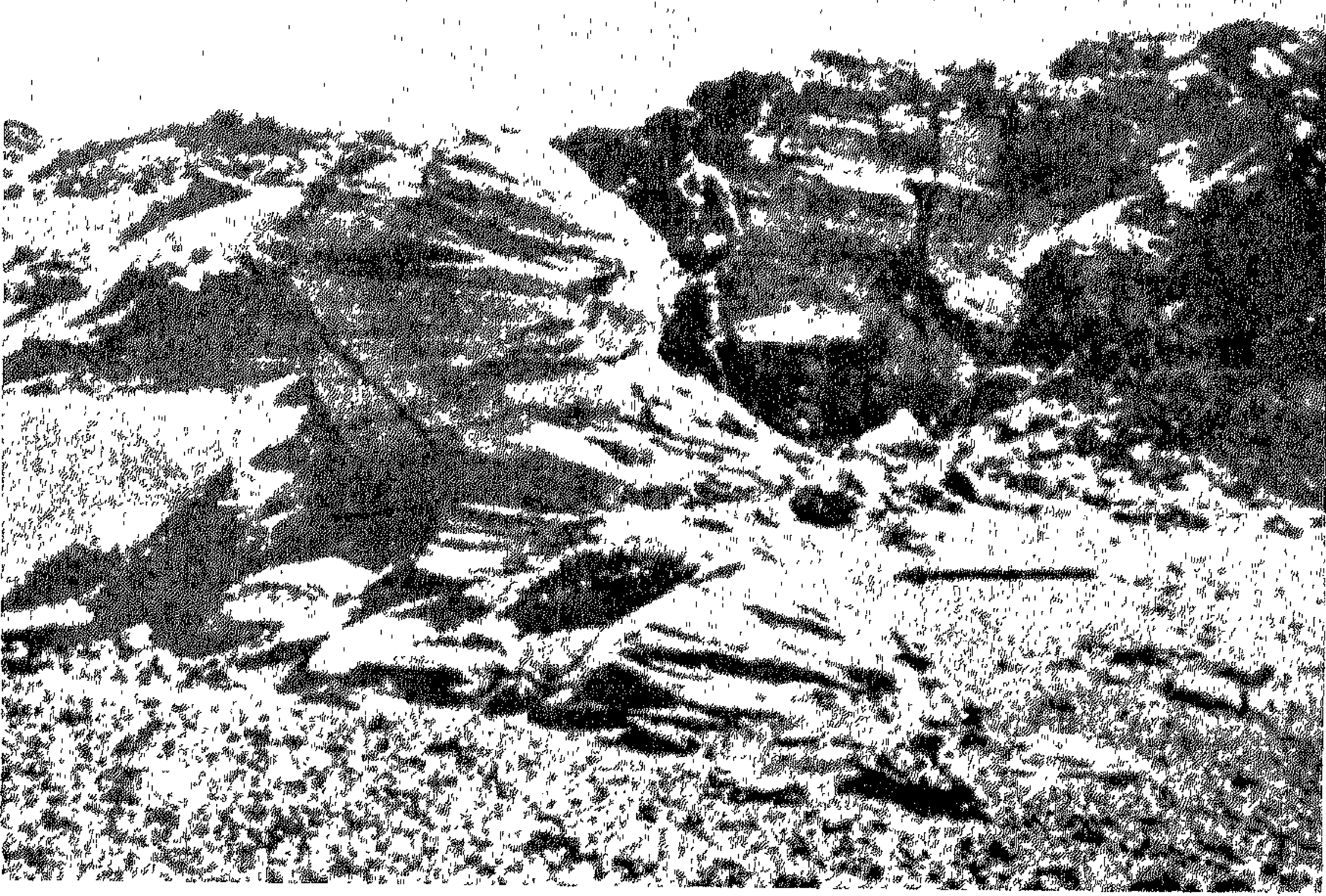
وتتميز التعرية الهوائية في عملها بعملية « إختيار » خاصة ، فعملية الإكتساح تنقل المواد الدقيقة بطريقة أو بأخرى ، وتترك المواد الخشنة في شكل غطاء يتكون من صخور وحصى يتناثر هنا وهناك ، هـذا

---

(١) Fanglomerate : (نوع من البريشا breccie الطينية) عبارة عن رواسب تتميز بها الجهات الجافة ، وتنشأ من اكتساح التكوينات بواسطة مياه الامطار الفجائية ، وارسابها في شكل مروحة (ومن هنا جاءت التسمية عن الانجليزية Fan) في سهل فسيح أو في أحواض مغلقة ، وفي هـذه الرواسب يختلط الحصى المدبب الكثير الزوايا بالمواد الدقيقة في غير تناسق او انتظام او تجانس .

الغطاء يطلق عليه والتر Walther غطاء الإختيار Auslesedecke ويسميه بسارجي Passarge الرصيف الحصوي Steinpflaster أما Kaiser فيطلق على هــذا الغطاء « مخلفات عملية الإكتساح Deflationsrueckstand ؛ فالأرض حينئذ قد عانت عملية « تلبيس Panzerung » بفعل التعرية الهوائية كما يقول بنك Penck (١٩٠٩) .

مثل هذا الغطاء الحصوي الناتج عن عملية إختيار التعرية الهوائية وصفه Nordenskjoeld (١٩١٤) في جنوب غربي جزيــرة جرنيلندا ، وأطلق عليه إسم « الدرع الصخري » Steinpanzer ويغطي هناك الكتلة الصخرية القديمة التي تتكون منها الجزيرة . وهذا الغطاء كما قلنا يتركب من صخور وحصى مختلف الأحجام أثرت فيه التعرية الهوائية فصقلته وبرته ، ويظهر الحصى والصخور مبعثرة هنا وهناك ، ولكنها تتجاور وتتلاصق أحياناً مكونة غطاء يختلف في سمكه الذي قد يبلغ ١٠ سنتيمترات ، وهو حينئذ يقي الأرض من فعــل التعرية الهوائية . وعملية التلبيس هذه لا يقتصر ظهورها على الصحاري والسواحل (جرينلندا) فقط ، وإنما نجدها أيضاً في أعالي المرتفعات التي تخلو من النبات فتتعرض لفعل التعرية الهوائية .



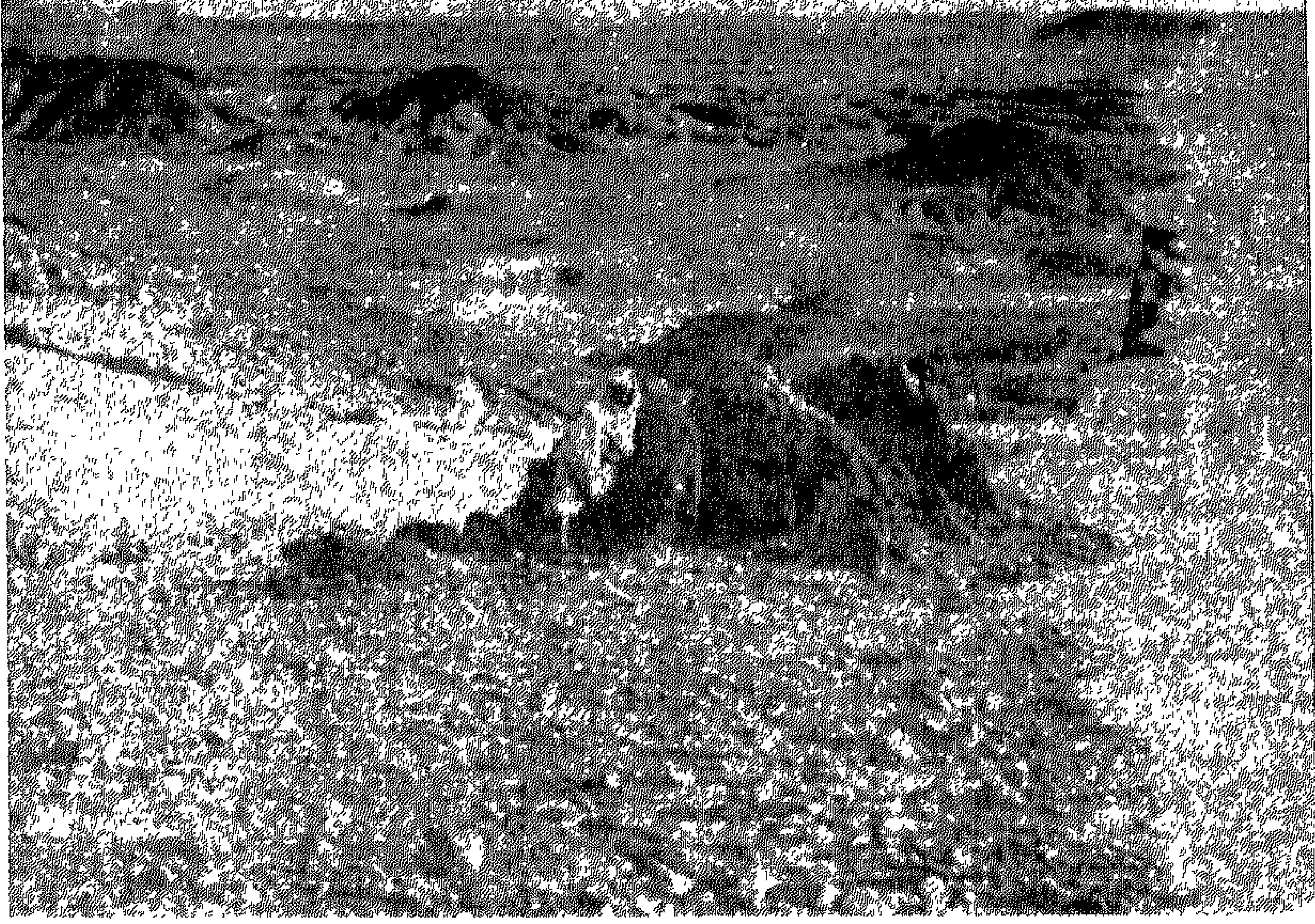
شكل (١)

صحراء ناميب : كتلة صخرية دولوميتية برتها هبات الرياح المحملة بالرمال ، وصقلتها وحززتها. السهم يشير إلى إتجاه الرياح.



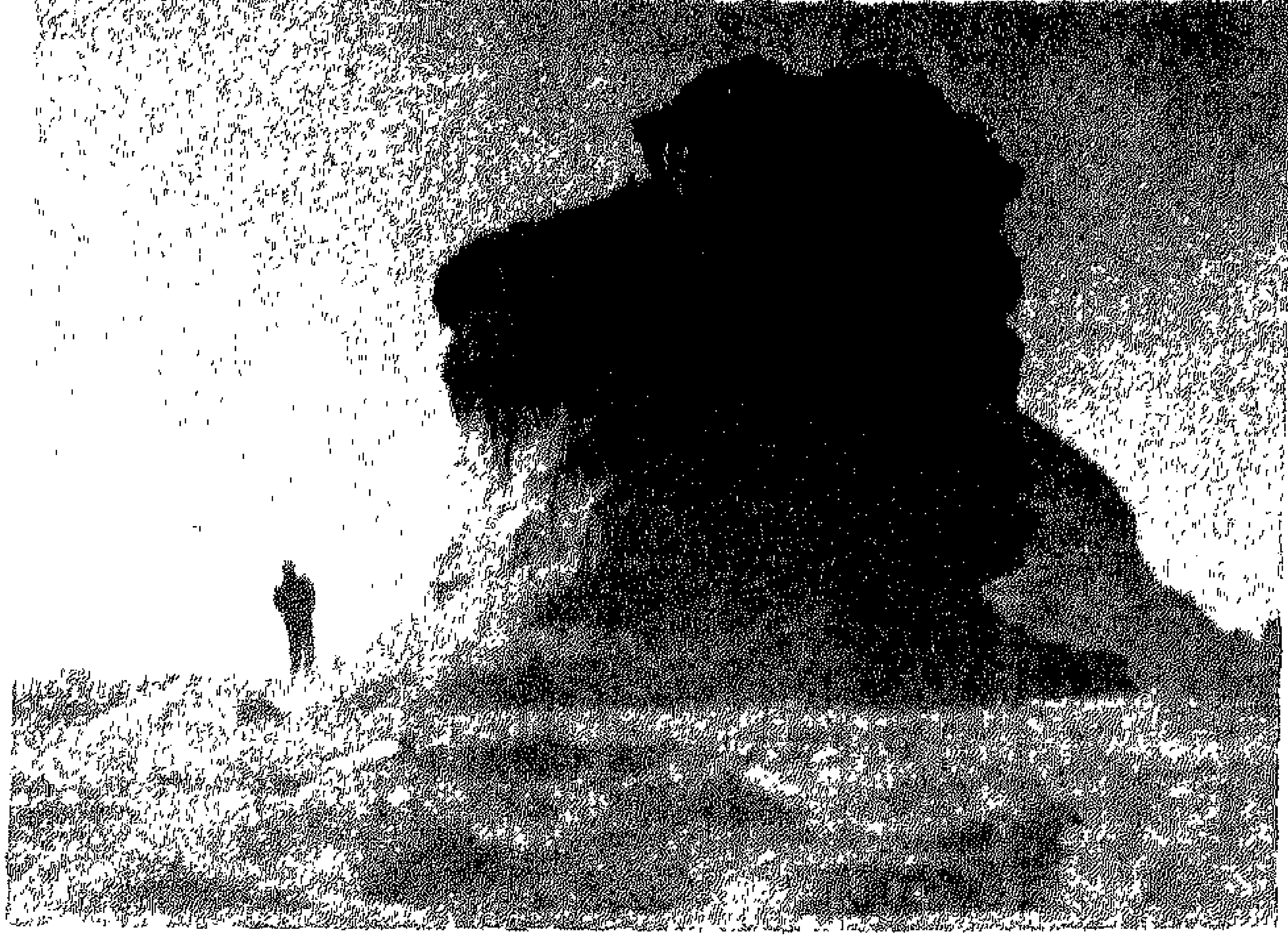
شكل (٢)

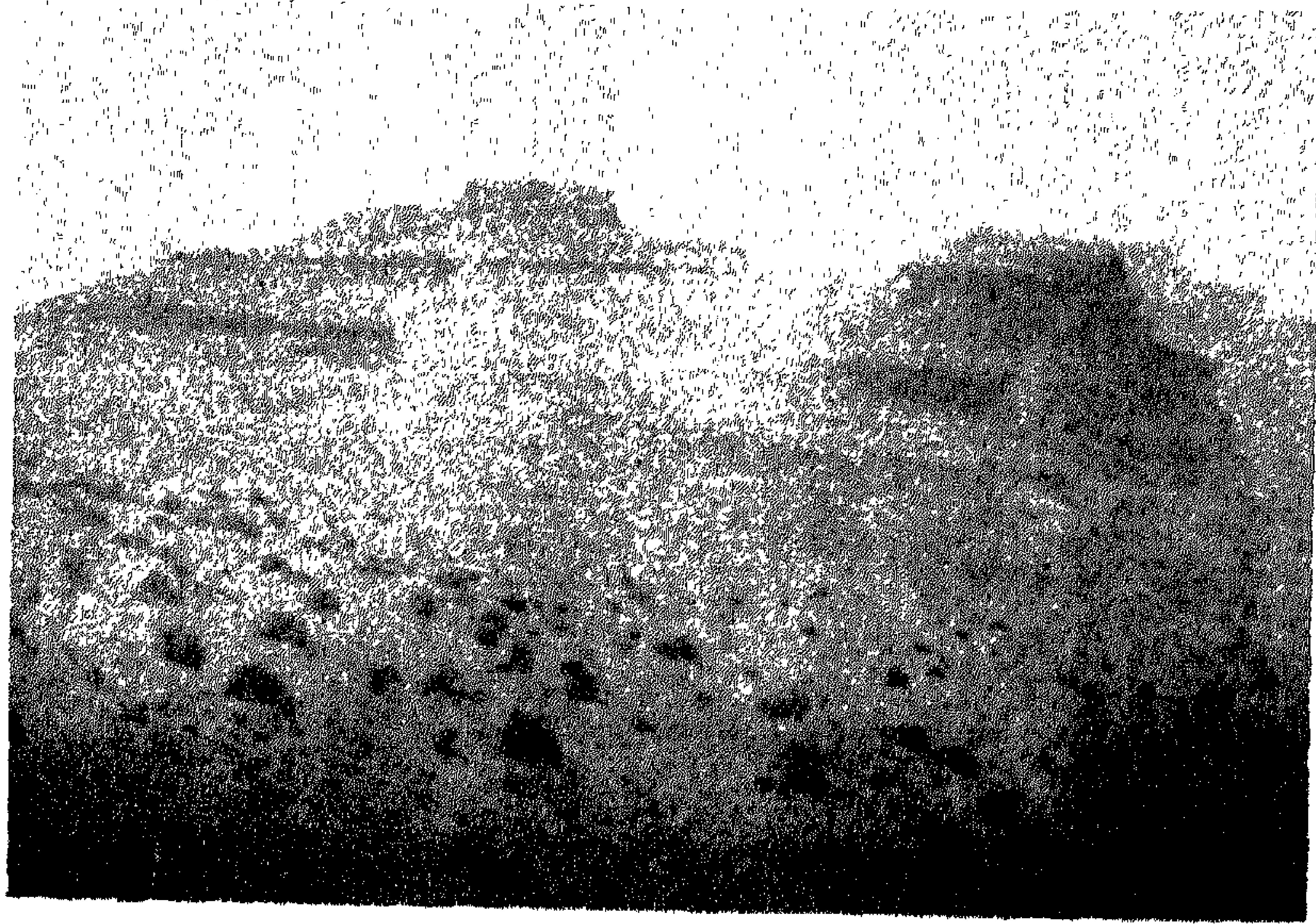
جنوب غرب أفريقيا : تضاريس الياردانج الناشئة عن النحت بواسطة الرياح .



شكل (٣)

صحراء الجزائر : جبال جزيرية

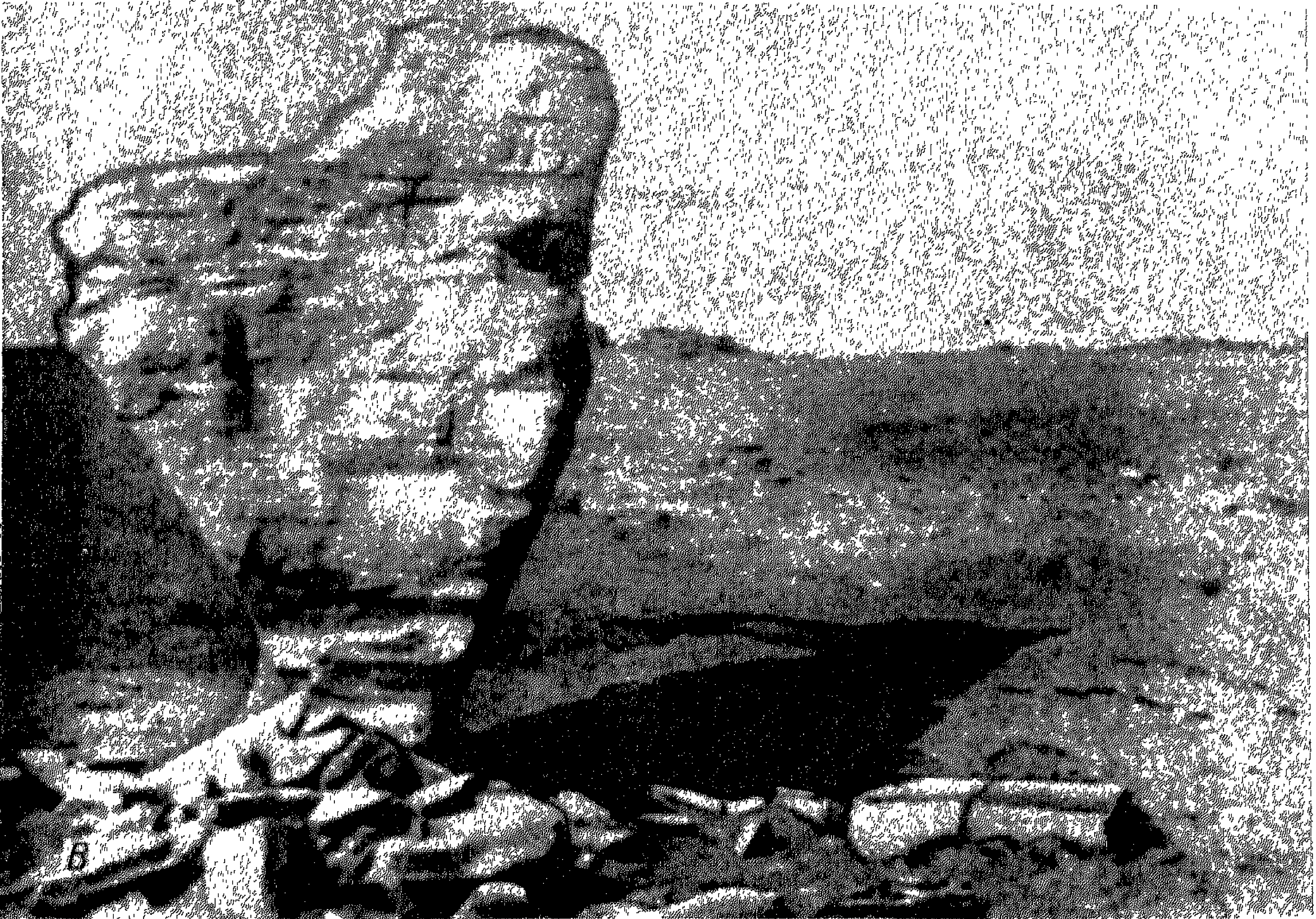




شكل (٤)

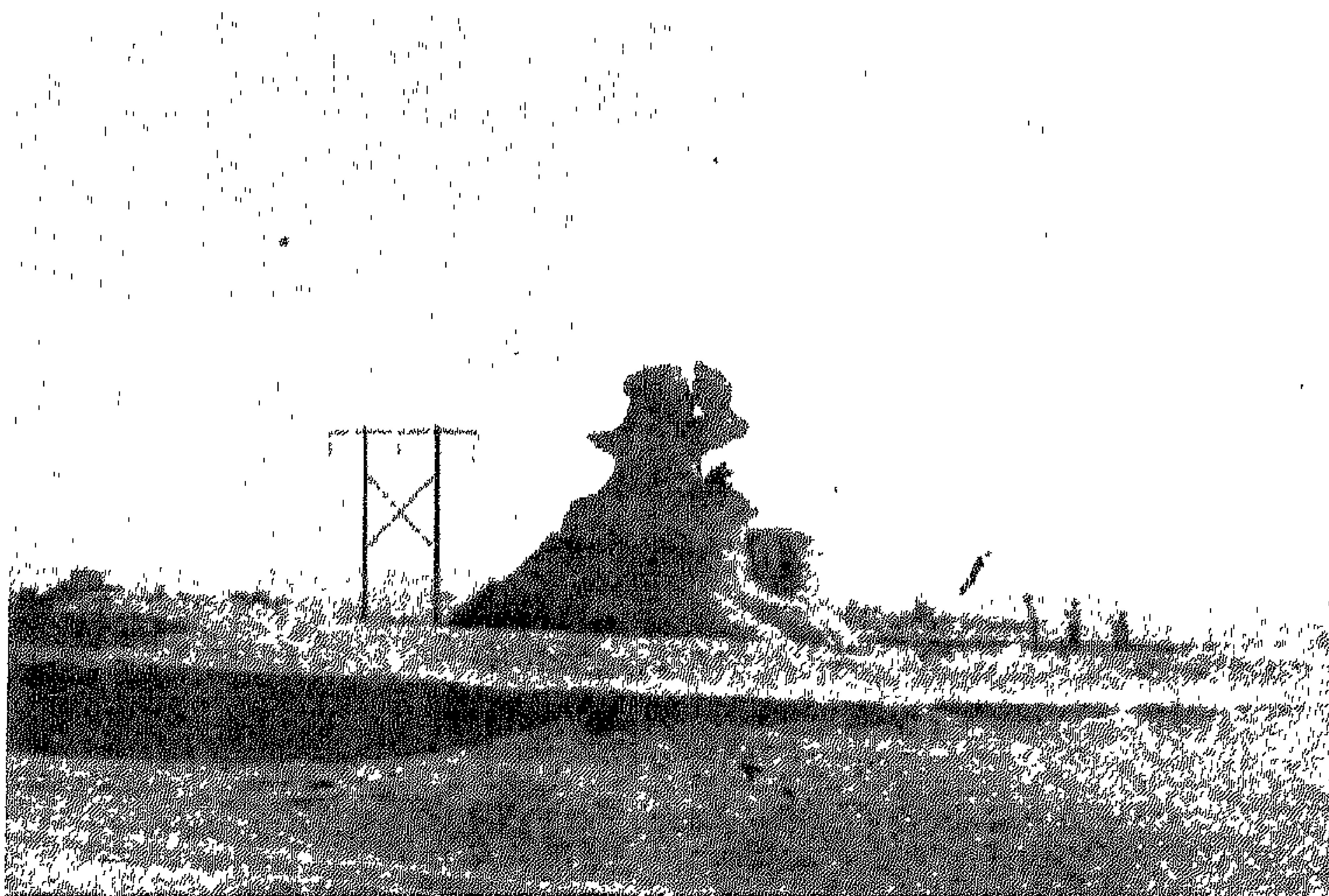
صحراء مصر الغربية : تأثير التعرية الهوائية في الكتل الصخرية
جبال جزيرية وصحراء صخرية .





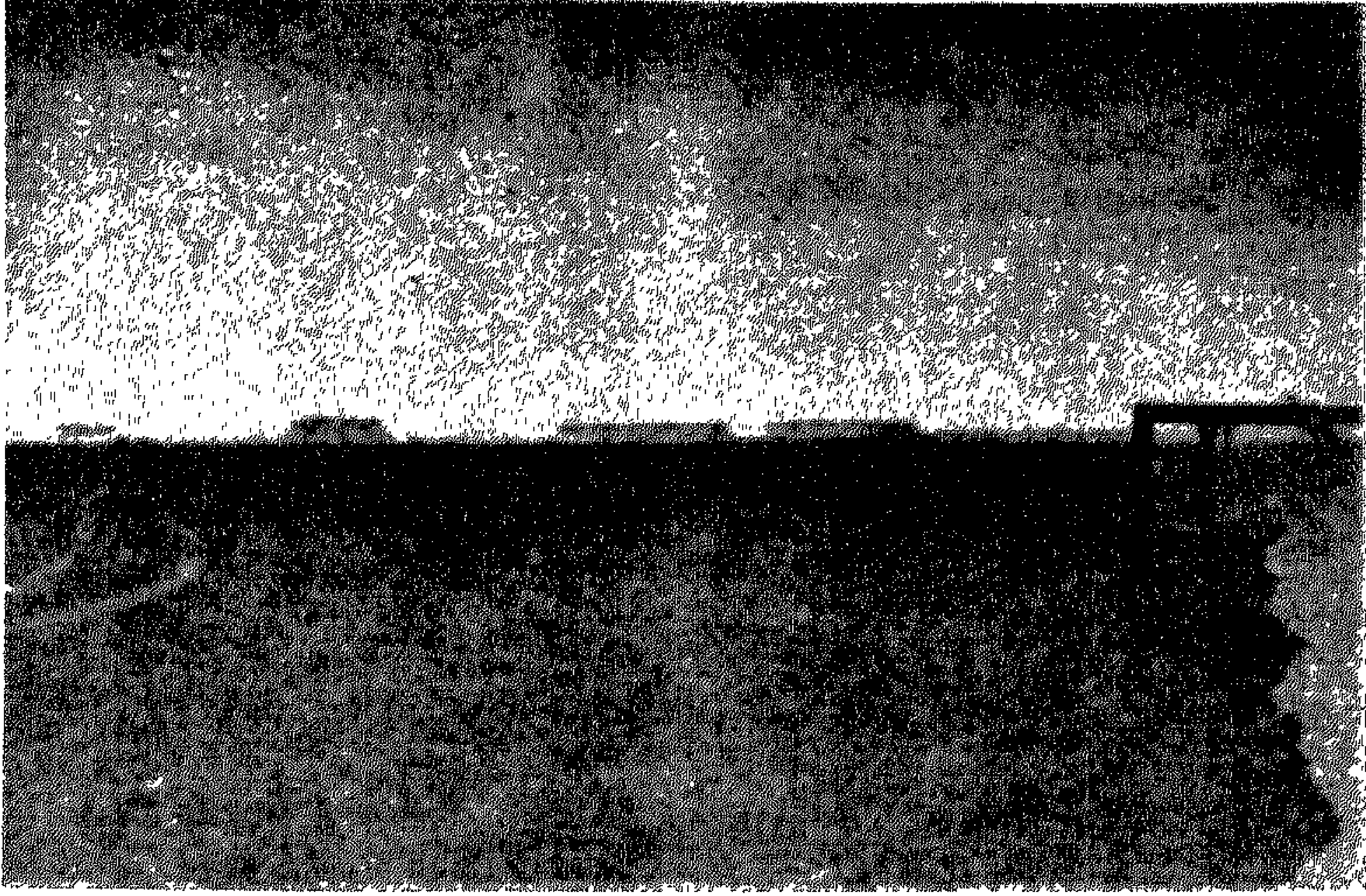
شكل (٥)

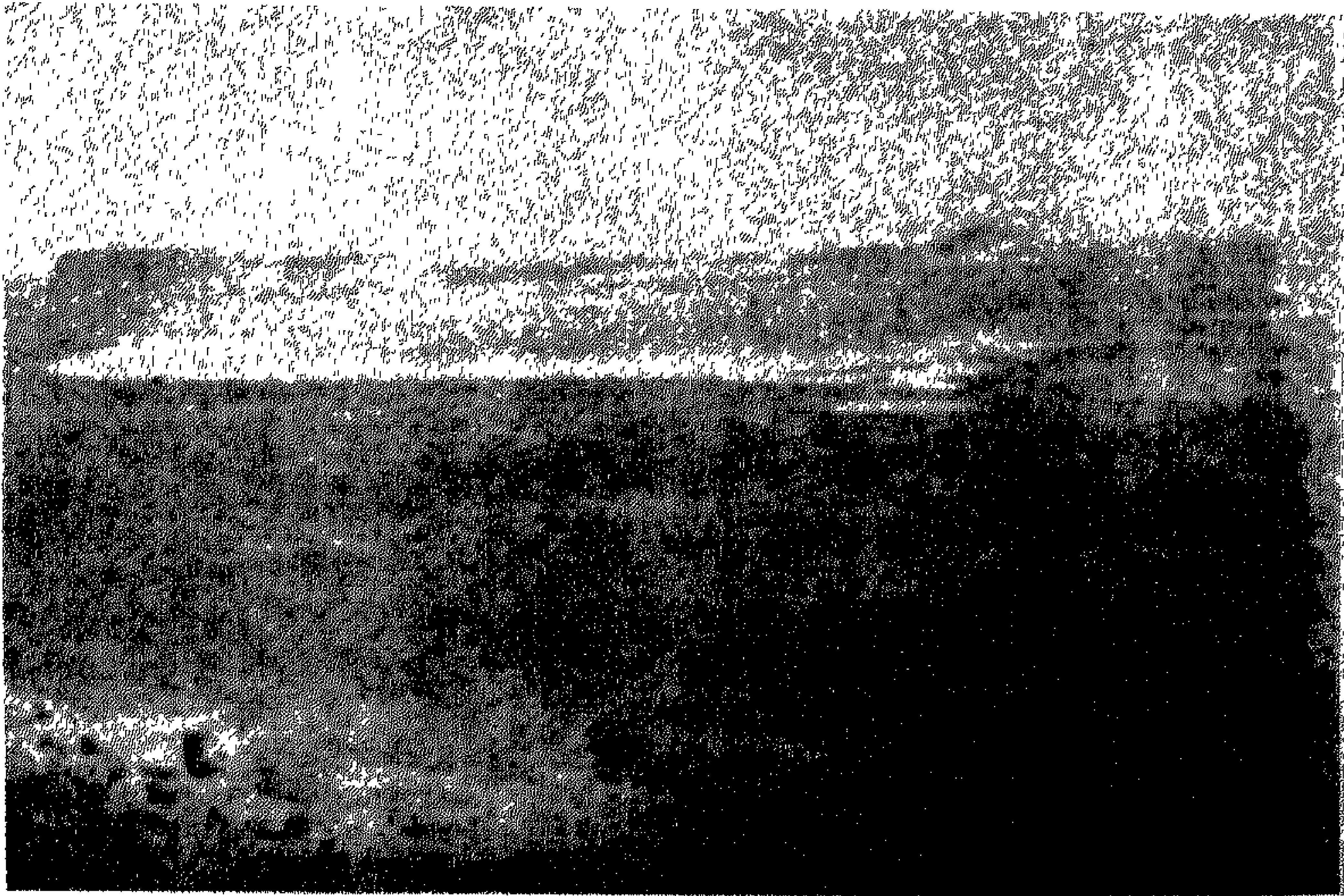
صحراء كراكوم : مائدة صحراوية وقائم صخري



شكل (٦)

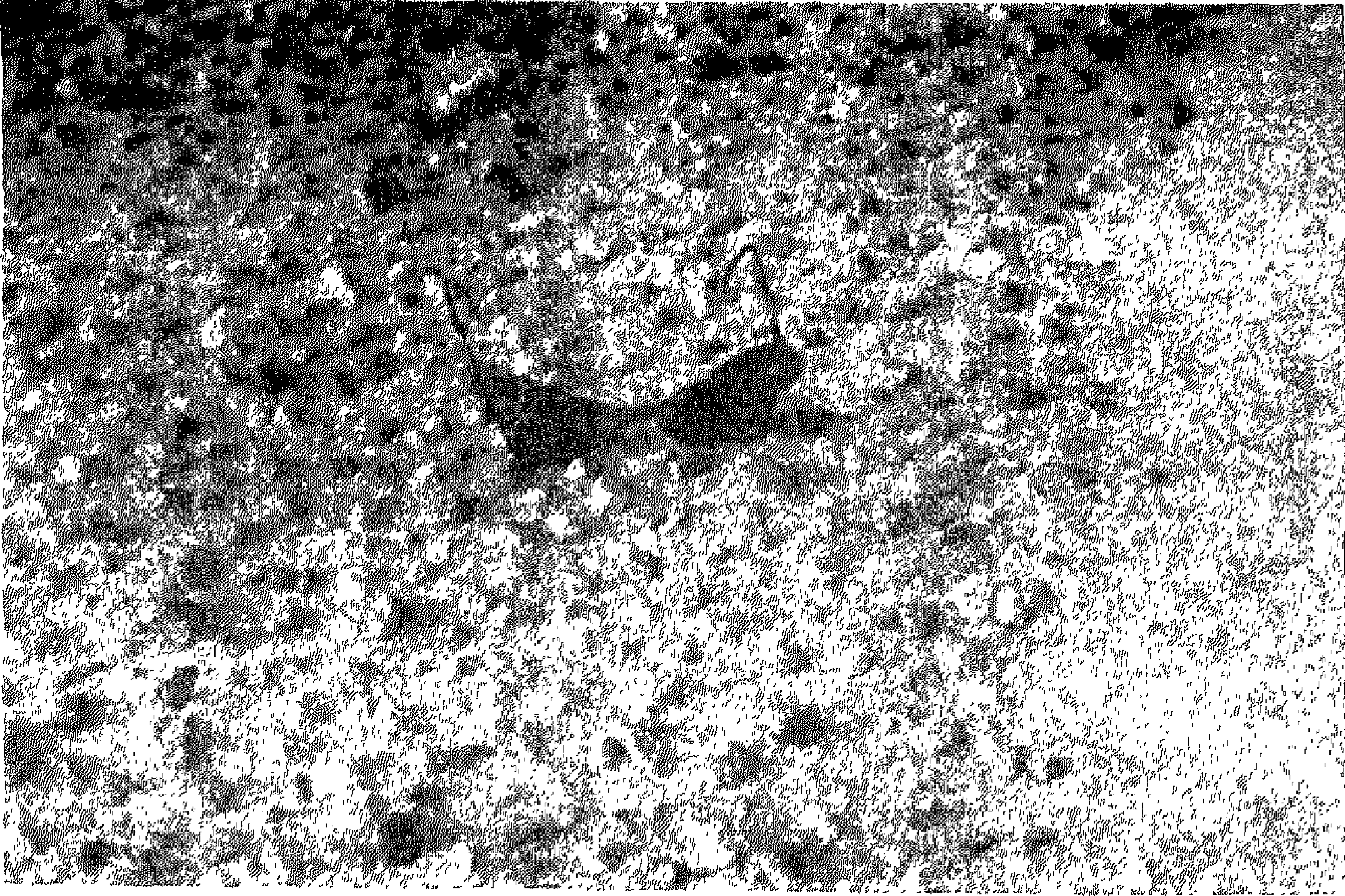
صحراء مصر الغربية : شاهد صخري





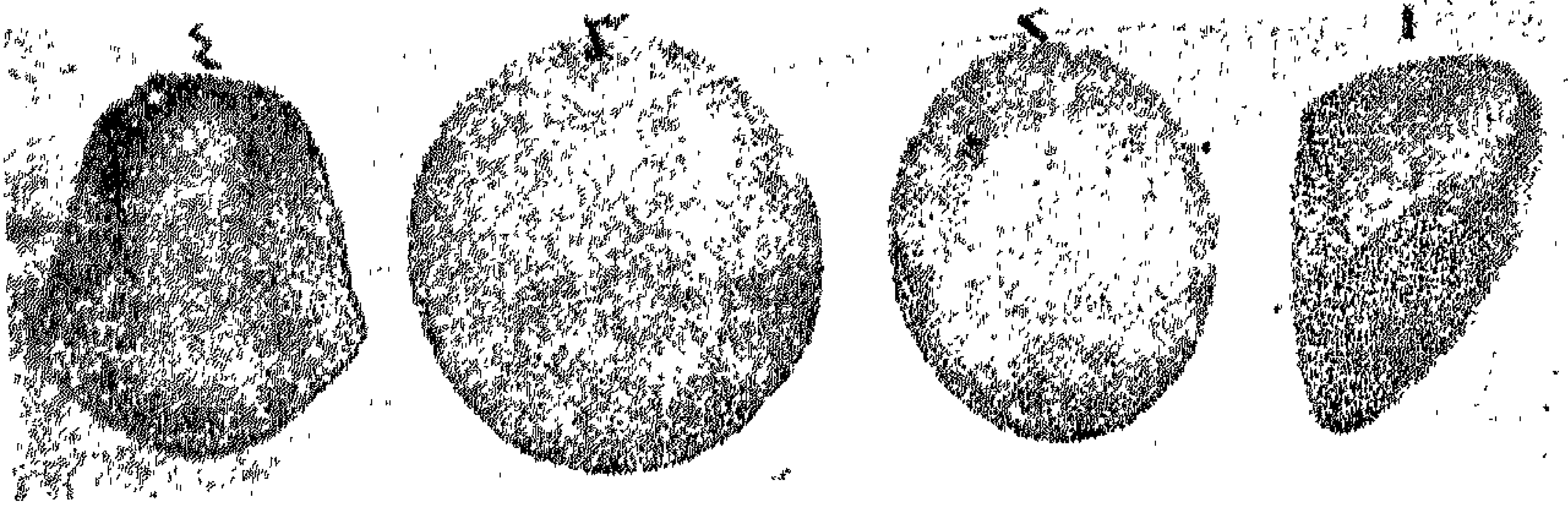
شكل (٧)

صحراء ليبيا : قور (ميزات)



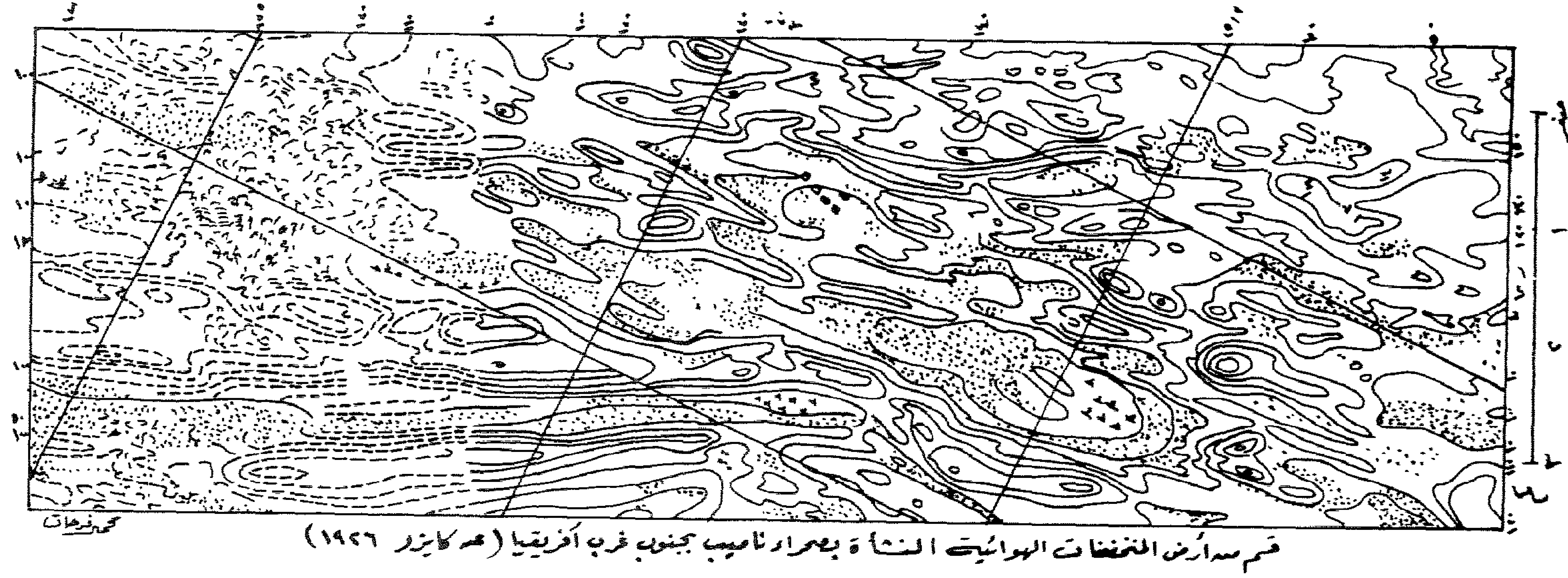
شكل (٨)

صحراء ليبيا : صحراء السرير (على بعد ٧٠ كم من واحة واو الكبير ، شرق فزان)



شكل (٩)

صقل وبري الحصى بالرياح المحملة بالرمال ـ الحصى ذو الأوجه المصقولة (٤،١) ، الحصى المستدير (٣،٢) من تأثير المساء الجاري.



قسم من أرض المنخفضات الهوائية النشأة بصحراء ناميب بجنوب غرب أفريقيا (عن كايزر ١٩٢٦)

شكل (١٠)

المراجع

Baddeley, P.F., 1889. Dust whirls and fairy dancys. Month. Weath. Rev. 27.

Bagnold, R. A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes London.

Ball, J., 1927. Problems of the Libyan desert. geogr.. Journ.

Blake, R., 1855. On the grooving and polishing of hara rocks and minerals by dry sand. Ann. Assoc. Proceed.

Blanck, E., 1931. Wuestenkrusten oder Wuestensandhaut ? Pet. Mitt.

Blanckwelder, E. 1931. Desert plains. Jour of geol. 39.

Brandt, B., 1932. Die Staubhaut in der Aegyptischen Wueste. Mitt. Dresden.

Bravard, A., 1857. Observaciones geologicas sobre differentes terrenos des transporte en la hoya de la Plata. Buenos Aires.

Bryan, K., 1922. Erosion and sedimentation in the papago country, Arizona. U.S. geol. surv. Bull. 730.

Bryan, K., 1933/35. Progress in the geomorphology of arid regions. Zeitch. geomorph. 8.

Capot-Rey, R., 1943. La morphologie de l'Evg occidental. Traveaux de l'Inst. de Recher. Sahariennes (Univ. d'Alger) .

Capot - Rey, R., 1945. Dry and humid morphology in the western Erg. geog. Rev.

Capot-Rey, R., 1953. Le Sahara Français. Paris, Presse Univ. France.

Cloos, H., 1911. Geologische Beobachtungen in Suedafrica. 1. wind und wueste in deutschen Namaland. Neues Jahrbuch f. Min. geol. Palaeon., Beil. Bd. 32.

Davis, W. M., 1930. Rock Floors in arid and humid climates. Jour. of geol. 38.

Desor, E., 1864. Le Sahara, ses différents types de déserts et d'Oasis. Bull. Soc. Sciences nat. Neufchâtel.

D'Aoust, V., 1858. Observation sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe en Mexique. Bull. Soc. géol. 15.

De Beaument, E., 1845. Leçons de gélogie pratique, Paris.

Fraas, O., 1867. Aus dem Orient; geologische Beobachtungen am Nil, auf der Sinaihalbinsel und in syrien. Stuttgart.

Free, E. E., 1911. The movement of the soil material by the wind, Washington.

Field, R., 1935. Stream caved slopes and plains in desert mountains. Amer. J. of Sc. 29.

Gautier, E, F., 1928. Le Sahara, Paris.

Geiger, R., 1942. Das Klima der bodennahen Luftschicht, 2. Aufl. Braunschweig .

Guppy, H. D., Dust-winds of Hankow. Nature 24.

Hellmann, G. & Meinardus, W., 1901. Der grosse staubfall vom 9. bis 12. Maerz 1901, in Nordafrica, Sued-und Mitteleuropa. Abb. Preuss. Meteorol. Inst. II Nr. 1, Berlin.

Harrington, M., W., 1886. Peking dust-storms. Am. Met. T. 3.

Herrmann, E., 1903. Die Staubfaelle vom 19. bis 23 Februar 1903 ueber dem atlantischen Ozean, Grossbritanien und Mitteleuropa. Ann. Hydr.

Johnson, D., 1932. Rock fans of arid regions. Amer. Jour. of Sc. 5. Ser. 23.

Johnson, D., 1933. Rock plains of arid regions. geog. Rev.

Kaiser, E., 1923. Was ist eine Wueste ? Mitt. geogr. Muenchen.

Kaiser, E., 1926. Hoehenschichtenkarte der Deflationslandschaft in der Namib suedwestafrikas. Abh. Bayer. Akad, Wiss. Math. phys. Kl. 30, Mitt. geogr. Ges. Muenchen.

Kaiser, E., 1927. Ueber Wuestenformen, insbesondre in der Namib Suedwestafrikas. Duesseldorfer geogr. Vortr. Breslau.

Keyes, ch. R., 1909. Baselevel of eolien ersion. Journ. of geol. 17.

Keyes, ch. R., 1910. Deflation and relative efficiencies of erosional processes under conditions of aridity. Bull, geol. Soc. Am.

Lawson, A. C., 1915. The epigene Profile of the desert . Univ. of Calif. Publ. Dep. of geol. 9.

Louis, H., 1961. Allgemeine geomorphologie 2. Aufl. Berlin.

Machatschek, F. 1927. Die Oberflaechenformen der Binnen-und Hochwuesten. Dusseldorfer geogr. Vortr u. Abh., Breslau.

Maull, O., 1932. Geomorphologische studien aus dem oestlichen Atlaslaendern und der algerischen Sahara. Pet. Mitt.

Maull, O., 1958. Handbuch der geomorphologie 2, Aufl. Wien.

Mortensen, H., 1927. Der Formenschatz der nordchilenischen Wueste. Abh. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl. N.F. 12., Goettingen.

Mortensen., H., 1929. Ueber vorzeitsformen in der chilenischen Wueste. Mitt. geogr. Ges. Hamburg .

Mortensen, H. 1950. Das gesetz der Wuestenbildung. Universitas 5, H. 7. Stuttgart.

البحث الثاني

عصور المطر في الصحراء الكبرى الافريقية

عصور المطر في الصحراء الكبرى الأفريقية

عرض لنشوء وتطور المشكلة

تمكن كل من بنك A. Penck وجايكي J. Geikie في أواخر القرن الماضي (في عام ١٨٨٢) من الإستدلال على تقسيم العصر الجليدي إلى عدد من الفترات الباردة (الجليدية) تفصل بينها فترات دفيئة (غير جليدية) . وقد أفسحت نتائج أبحاثهما المجال لدراسات متنوعة في أنحاء متعددة من العالم،وكان لهذا أثره السريع في ظهور نتيجتين على جانب كبير من الأهمية .

الاولى: أن تلك الفترات الجليدية التي بلغ عددها بين ثلاث وخمس فترات متعاقبة على مدى المليون سنة الأخيرة من عمر الأرض ، والتي تكررت بشكل متشابه ، لم يقتصر حدوثها على بقعة معينة أو إقليم محدود من وجه الأرض ، وإنما شملت سماتها كل أجزاء الأرض خارج النطاق المداري على وجه التقريب ، بل لقد أمكن إثبات حدوث تجليد لمعظم الجبال الشامخة في هذا النطاق الحار ذاته ، وإن اقتصر ذلك على الفترتين الباردتين الأخيرتين (ريس وفورم) .

و**النتيجة الثانية** : أنه تبين حدوث تتابع مشابه لفترات رطبة أثناء الزمن الرابع أيضاً ، وأمكن إقتفاء آثارها في كثير من السهول الجافة في النطاق الحار ، خصوصاً في الصحاري المدارية ودون المدارية التي

تقع في مجال هبوب الرياح التجارية الجافة . وقد تعرف هل E. Hull على مثلها في فلسطين عام ١٨٨٤، وأطلق عليها لأول مرة كلمة بلوفيال Pluvial أي فترة مطر . واتضح أيضاً أن فترات جافة كانت تفصل بين تلك الفترات المطيرة ، وسميت فيما بعد بالفترات غير المطيرة Inter - Pluvial .

وبسبب اجتماع حدوث كلتا الظاهرتين (تتابع فترات الجليد والمطر) في زمن واحد هو الزمن الرابع ، وعن طريق دراسات وأفكار متيورولوجية معلومة، أصبح في الإمكان النظر إلى فترات المطر على أنها نتاج لتأثيرات فترات الجليد (خارج النطاق الحار) ، كما أصبح ينظر إلى الفترات غير المطيرة على أنها نتاج لتأثيرات الفترات غير الجليدية .

وقد فتحت هذه النظرية الأخيرة السبيل أمام تساؤلات وأسئلة جديدة ، **السؤال الاول** : هل هناك توافق حقيقي من حيث الزمن والمسببات بين فترات المطر في الصحراء الكبرى الأفريقية وفترات البرودة (خارج النطاق المداري) خلال الزمن الرابع ؟ وإذا كانت الإجابة على هذا السؤال بنعم ، حينئذ يبرز **السؤال الثاني** : هل حدثت تلك الفترات المطيرة في كل أجزاء الصحراء الكبرى بطريقة متماثلة ومتعاصرة إبتداء من هامشها الشمالي إلى هامشها الجنوبي ؟

لقد كان ألبرشت بنك أول من قال بأن نطاق الرياح التجارية الجاف كان يتزحزح برمته صوب خط الاستواء أثناء الفترات الباردة. وهذا يعني أن هامش هذا النطاق تجاه القطب كان أكثر رطوبة منه اليوم ، وأن هامشه تجاه خط الإستواء كان أكثر جفافاً منه في وقتنا الحالي . ويتبع هذا بالضرورة أن النطاق الإستوائي كان يضيق

وينكمش أثناء كل فترة باردة . ويحدث العكس أثناء الفترات غير الجليدية ، إذ يتزحزح النطاق الجاف صوب القطب فيتسع بذلك النطاق الإستوائي المطير . وكان من رأي بناك أيضاً أنه نظراً لازدياد الرطوبة (أثناء فترات الجليد)،كان خط الثلج فوق الجبال الشامخة الواقعة في النطاق الصحراوي المداري ينخفض حتى يبلغ أسافل تلك الجبال،ويتصل بسهول ذلك النطاق الذي كان يسوده المطر حينذاك .

وحينما دلت الأبحاث التي أجريت في جهات عديدة من العالم على أن انخفاض خط الثلج أثناء فترات الجليد كان متشابهاً في كل أجزاء نطاق الرياح التجارية الجافة ، فإن بناك قد اضطر إلى العدول فيما بعد عن نظريته الأولى ، وكان ذلك في مؤتمر الزمن الرابع الذي إنعقد في فينا عام ١٩٣٦،وتقدم بوجهة نظر أخرى مؤداها : أن النطاق الحار (الإستوائي — المداري) الغني بأمطاره ليس هو الذي كانت تضيق رقعته أثناء الفترات الباردة ، وإنما الذي كان ينكمش هو النطاق الصحراوي دون المداري الواقع في مهب الرياح التجارية الجافة. وقد بقيت وجهة النظر هذه بمثابة الرأي الذي أخذ به معظم الجغرافيين والجيولوجيين فيما بعد ، وإن كان بحاث ما قبل التاريخ لم يرتضوه وظل كثير منهم متمسكاً بنظرية بناك القديمة .

وبعد ذلك بنحو نصف جيل من الزمن قام بالوت L. Balout (١٩٥٢) بأبحاث في الصحراء الكبرى ، وخرج منها بنتائج مؤداها أنه قد حدث نمطان من فترات المطر البلايوستوسينية في تلك الصحراء : نمط دعاه بالنمط الإتيسي Etesien ، وقد حدث في هامشها الشمالي المجاور للبحر المتوسط ، وذلك في أثناء الفترات الباردة فقط . أما النمط الثاني الذي سماه النمط الموسمي Monsunale فقد اقتصر

حدوثه على الهامش الجنوبي من الصحراء الكبرى،وذلك في أثنـــاء الفترات الدفيئة . والواقع أن بالوت برأيه هذا لم يأت بجديد ، فهو يتبع في جوهره نظرية بنك القديمة : فالنطاق الجاف يتزحزح برمته (دون إنكماش) نحو خط الإستواء مع حلول كل فترة باردة ، ثم يعود إلى التراجع صوب القطب مع حلول كل فترة دفيئة .

سبل نحو حل المشكلة

إنماء المعرفة بمخلفات فترات المطر في الصحراء :

إهتم البحاث منذ نهاية الحرب العالمية الثانية بالكشف عن مخلفات فترات المطر بالصحراء الكبرى ودراستها ، واستخدموا لذلك وسائل شتى ، ومن بين آثارها الهامة تلك الأودية القديمة (الحفرية) التي تمتلىء قيعانها بالحصى الجيد الإستدارة (أكثر الحفريات وجودا : غطاءات من المجمعات الصخرية المستديرة — كونجلوميرات) ،تلك الأودية الجافة التي لم تعد المياه تجري بها أو قد تجري بها في حالات نادرة . ومن ثم فإنها تتعرض لدفع الحصى الصحراوي الجاف الذي يتهدل على جروفها مكوناً عند أسافل تلك الجروف للفانجلوميرات الصحراوية ، وتتعرض أيضاً لسفى الرمال وإرسابها على قيعانها،حتى لقد تفترشها الكثبان الرملية افتراشاً . وقد أمكن بالفحص والدراسة التعرف على سلسلة من المصاطب النهرية التي تتكون من الحصى المستدير على جوانب تلك الأنهار القديمة ، واعتبرت تلك المدرجات آثاراً لفترات رطبة سالفة ، ومن ثم استخدمت للإستدلال على حدوث سلسلة متتابعة من فترات المطر .

وقد استخدم مينشنج H. Mensching (١٩٥٨ ، ١٩٦٠)

طريقة مشابهة للفصل والتمييز بين السهول الصخرية الصحراوية المتداخلة في بعضها عند أسافل المرتفعات (بيدمنت Pediment) ، واستدل من دراستها على حدوث تغيرات مناخية متعاقبة بين الرطوبة والجفاف . وفي أحواض مصبات الأودية وجد أنه في الإمكان إجراء الموازاة والربط بين مدرجات الأودية وخطوط الشواطئ البحيرية القديمة التي تحدد معالم مختلف المناسيب السالفة للمياه . وتحوي الرواسب النهرية والبحيرية والهوائية في العادة حفريات حيوانية أو نباتية، وكلها شواهد تشير إلى ظهور ظروف مناخية رطبة في ماضي الزمن . وقد استطاع كنيتش G. Knetsch (١٩٦٢) أن يثبت أن مخازن المياه الجوفية « الحفرية » في الصحراء الكبرى تعتبر من وجهة العمر بقايا لفترات مطيرة سابقة .

وهناك مجموعة أخرى من الشواهد تدل على حدوث فترات مطيرة سالفة، تتمثل في التربات القديمة، خصوصاً تربات اللوم البني واللوم الأحمر والتربات الحمراء (Flint 1963, Kubiena 1955, Buedel 1955) وفي نفس الوقت أمكن إستخدام التربات المغطاة بقشور أو أغشية متصلبة قديمة (ومنها القشور الحديدية واللاتيرايت والأغشية الجيرية والجبسية) حسب موضعها وموقعها بالنسبة للنطاقات المناخية الحالية ، في الإستدلال على فترات رطبة أو فترات جافة ، (Mensching 1955, Beudel 1953, Knetsch 1950), . وفي تقييم مثل هذه القشور تراعى الدقة والحرص : فهذا لازمان لا لتقدير التغيرات المناخية فحسب، بل أيضاً لتعيين أعمارها ودرجات قدمها . والواقع أن كل التربات القديمة « الحفرية » لا يمكن أن تسمح باستنباط تصنيف كامل للتغيرات المناخية إلا عن طريق ربطها بالسطوح المورفولوجية (فحص وتحليل كامل لأصل ونشأة وتطور

تلك السطوح) التي تتواجد هي فيها ، بالإضافة إلى كل الخصائص الجيولوجية المصاحبة، سواء من الوجهة الإرسابية الاستراتيجرافية أو من الوجهة البلوتونية .

وفضلا عن ذلك فإن قطاعات التربة في النطاق المداري، سواء منها تلك القطاعات التي تكونت في العصر الحديث، أو تلك التي تكونت في عصر البلايوستوسين تتميز ببناء متعدد النشأة (Kubiena 1962, 1963) ، ولهذا فإن ربطها بالسطح المورفولوجي الذي توجد فيه لا شك يصل بهذا المنهج الدراسي إلى أفضل نتائجه . ذلك أن تقرير العمر لأي أثر رسوبي من آثار فترة مطيرة يصبح في هذه الحالة ذا معنى وأهمية، حينما نستطيع الإستدلال بكل وضوح، إذا ما كان الراسب حقيقة يشير إلى سيادة ظروف رطبة (أو جافة أو غيرها) أثناء فترة إرسابه .

تعيين العمر :

لا شك أن تعيين العمر الكلي بالسنين هو أفضل وسيلة لمثل هذه المقارنات وعمليات الربط والموازاة بين مختلف الظواهر الجيومورفولوجية والتغيرات المناخية . لكننا مع هذا نعتقد أن مثل هذا التاريخ المطلق (الذي يجري بوسائل حسابية فيزيقية ومعملية حديثة) يصبح عديم الفائدة ، بل أحياناً يكون مضللا إذا لم تسبقه دراسات حقلية تفصيلية كاملة، يتقرر بواسطتها تأكيد العمر النسبي على أساس التسلسل التاريخي المنطقي . . . هذه الدراسة تأتي من جانب الجيومورفولوجيا والجيولوجيا وعلوم ماقبل التاريخ على السواء. فتعيين العمر الكلي بالسنين يصبح ذا مغزى وأهمية حينما تسبقه دراسة الوضع الجيولوجي للراسب، وإمكانية موازاته وربطه براسب منطقة أو مناطق

أخرى مجاورة . وفيما يختص بتقدير العمر النسبي ، يصبح من المهم تحديد بداية ونهاية فترة الإرساب (كفترة إرساب دور مطير) وذلك للحصول على أول مقياس لمدى استمرارها . ومن الممكن للباحث في معظم الأحيان أن يحدد إحداهما — في الأغلب ما تكون النهاية — بشيء غير قليل من الدقة ، ولهذا ميزته في تقرير التعاصر والموازنة .

وتعيين العمر عن طريق البقايا النباتية (كتحليل حبوب اللقاح) غير ممكن في الجهات الصحراوية (باستثناء الجبال الصحراوية كالحجار وتبستي — أبحاث Quezel ١٩٦٢ و Zinderen - Bakker ١٩٦٢)

وكذلك فإن تسلسل الحفريات الحيوانية أثناء التتابع المناخي في عصر البلايوستوسين ليس واضحاً في الصحراء الكبرى وضوحه في وسط أوربا على سبيل المثال .

وفي عصر الهولوسين تصبح الآلات الحجرية التي استخدمها الإنسان فيما قبل التاريخ ذات أهمية كبرى . ففي مصر أمكن عن طريقها الرجوع بالتاريخ المؤكد إلى نحو ٣٥٠٠ سنة قبل التأريخ المؤكد في وسط أوربا (Wright, Jr. 1961, Butzer 1958) . وقد أمكن الربط بين آثار فترات المطر والفترات غير المطيرة في أقطار شمال أفريقية ،وبين الأرصفة البحرية التي تحف بسواحل تلك الأقطار بل وبسواحل اليابس العالمي ، تلك الأرصفة التي نشأت نتيجة لذبذبات إيوستاتية أثناء فترات الدفء البلايوستوسينية (Pfannenstiel 1953, Mensching 1953 - 57, Butzer & Cuerda 1962, Choubert 1957) ولم تستخدم وسائل التأريخ الدقيقة ومثلها إستخدام طريقة الإشعاع الكربوني على نحو مقنع إلا في حالات قليلة ، وبهذه الطريقة أيضاً لم يوغل التأريخ في الماضي لأكثر من الخمسين ألف سنة الأخيرة .

شمول هذه الدراسة لعصر البلايوسين :

يرتبط عصر الهولوسين ارتباطاً وثيقاً بالتاريخ المناخي للعصر الجليدي ، وتتركز أهمية الهولوسين هنا في أننا نعرف – على الأقل بالنسبة للعصر الحديث بمعناه الضيق – الدورة الهوائية العامة على وجه الدقة – ولهذا فإن الدراسات والأبحاث المتيورولوجية الخاصة بمناخ العصر الجليدي تبدأ دائماً من الهولوسين ، وتتضح سمات مناخ العصر الجليدي بصور متنوعة في مناخ العصر الحديث. أما نشوء العوامل التي حددت وقررت مناخ العصر الجليدي فإنها قد تأصلت وتطورت في عصر سابق له ، وعلى وجه التحديد في البلايوسين الأعلى . ونذكر من بين تلك الضوابط المناخية : توزيع اليابس والماء حينذاك ، وارتفاع الجبال ، وإمكانية وجود ثلاجات ضخمة أو عدم وجودها ، وموضع القطبين . . وحتى إذا افترضنا أن الإشعاع الشمسي ظل كما كان دون تغير – وهذا غير محتمل – فإن تنوع « الضوابط المناخية الأرضية » المذكورة لا شك قد منح لمناخ البلايوسين الأعلى،ولمناخ تابعه عصر البلايوستوسين مميزات وخصائص تختلف إختلافاً واضحاً عن خصائص مناخ عصر الهولوسين . ولهذا فإن صورة التتابع المناخي في العصر الجليدي ينبغي وصلها وربطها بالتتابع المناخي في عصر البلايوسين ، ذلك التتابع الذي أدى في النهاية إلى تلك الصورة . وهذا ما دعانا إلى التوغل في الماضي لتشمل هذه الدراسة عصر البلايوسين .

التتابع المناخي في مجال العروض الصحراوية ووسط اوربا

أثناء البلايوسين والزمن الرابع

يوضح الشكل (١) التتابع المناخي في نطاقات عروض الصحراء

الكبرى،وفي أحواض وسط أوربا (للمقارنة)،منذ فترة التحول من عصر المايوسين إلى عصر البلايوسين حتى وقتنا الحاضر ، أي في أثناء فترة زمنية تتراوح بين ١٠ – ١٢ مليون سنة . ويعتمد بناء الشكل على البيانات العلمية المستقاة من مختلف فروع الدراسات الطبيعية ،وتقييم شواهدها المناخية . ويوضح الشكل الحالة المناخية من حيث الرطوبة والحرارة لكل فترة زمنية بالقياس للحالة المناخية لعصرنا الحاضر (فيما إذا كان مناخ الفترة الزمنية مشابهاً أو مغايراً لمناخ العصر الحالي) .

وهناك نقص واضح في المخلفات الباقية خصوصاً في مخلفات الفترات الجيولوجية الأقدم . ولهذا فإن عرضنا لخصائص مناخ عصر البلايوسين وللقسمين الأقدم والقديم من عصر البلايوستوسين يعتبر عاماً وليس تفصيلياً إلى حد كبير . ومع هذا فمن أجل تسهيل إجراء المقارنات،عمدنا إلى استخدام نفس الرموز للفترات الزمنية الأحدث أيضاً . ولما كانت المعلومات الخاصة بفترة جليد الفورم وبعصر الهولوسين أكثر وأدق ، فقد رأينا تكبير المقياس الزمني للرسم في ذلك الإتجاه .

ويعرض الشكل التطور المناخي في الصحراء الكبرى لأربع قطاعات عرضية متوالية من الشمال إلى الجنوب . وفضلا عن ذلك يعرض في أعلاه – للمقارنة – التطور المناخي لوسط أوربا (أحواض وسط أوربا) ، على إعتبار أن وسط أوربا يتميز بأنه إقليم مجاور نوعاً للصحراء الكبرى ، وبأنه أكثر الأقاليم الواقعة خارج النطاق المداري حظوة بالدراسة والبحث . وبالنسبة للصحراء الكبرى نجد أن تقسيمها إلى نطاقات عرضية كأساس لهذه الدراسة يعتبر أمراً حقاً صحيحاً ومفيداً إلى حد كبير ، فهنا نجدنا في منطقة مثالية للتقسيم النطاقي (على شكل نطاقات) بالنسبة للظروف المناخية،وتجري هوامش الصحراء البحرية في

فيالشمال وفي الجنوب ،ومثلها المرتفعات التي تحف بها (أطلس ومرتفعات خليج غينيا) من الغرب نحو الشرق . وتستمر الصحراء الكبرى وتمتد على طول محور ينحني إنحناء هيناً صوب شرق الشمال الشرقي إلى صحراء العرب وإيران .

التتابع المناخي في وسط اوروبا وفي الصحراء الكبرى

احواض وسط اوربا

(التسلسل المناخي من حيث الحرارة والرطوبة)

في أوائل الزمن الثالث (٤٠ — ٦٠ مليون سنة قبل عصرنا الحديث) كانت أشجار الجوز والماجنوليا تنمو وتزدهر فوق أراضي جزيرة سبتسبيرجين Spitzbegen ، ووصلت ظروف المناخ المداري إلى العروض الوسطى ، وأحوال المناخ شبه المداري حتى العروض القطبية الحالية . ولم تتغير هذه الظروف المناخية فوق « الأرض المدارية القديمة Alte Tropenerde » — كما يسميها بيدل J. Buedal (١٩٦٢) — من وجهة الحرارة حتى عصر المايوسين الأعلى إلا قليلا ، وان كان قد حدث تغير وتعاقب بين فترات رطبة وأخرى جافة ، ومن بين الفترات الجافة الواضحة نذكر ما حدث منها في وسط فترة هيلفيت Helvet (مايوسين أوسط ، Rutte 1963) وفترة سارمات Sarmat (أواخر المايوسين) ، خصوصاً قسمها الأوسط الذي اتصف بجفاف شديد (Schwarzbach 1961, Winkler 1960) وقد كان مناخ البلايوسين الأسفل (فترة بونت Pont) رطباً (بعكس فترة سارمات)، يدل على ذلك غنى أوربا بالرواسب الفحمية التي تنتمي لتلك الفترة . وقد انخفض المعدل الحراري في وسط أوربا أثناء البلايوسين الأسفل عنه في أوائل الزمن

الثالث بوضوح . ولكنه إحتفظ أثناء تلك الفترة « فترة بونت أو البلايوسين الأسفل أي منذ ١٠ — ١٢ مليون سنة) بمعدل يشبه المعدل الحراري شبه المداري .

وقد تبع القسم الأول من عصر البلايوسين انخفاض تدريجي في الحرارة استمر أثناء أواسط وأواخر ذلك العصر . ومن ثم حدث تزحزح وتراجع تدريجي لظروف مناخ « الأرض المدارية القديمة » نحو خط الإستواء ، وما تزال درجة الإنخفاض الحراري هذه حتى بداية عصر البلايوستوسين (منذ مليون سنة) محل جدال بين البحاث ،ولكن من المؤكد أنها (أي درجة الإنخفاض الحراري) لم تكن بذات بال بالمقارنة بالإنخفاض الحراري السريع الذي ظهر جلياً في أوائل عصر البلايوستوسين (تدل عليه التكوينات البحرية فوق رصيف كالابريا، والتكوينات القارية المعروفة بإسم فيلافرانكا (Villafranca) ، والذي بلغ شأوه بعد إنقضاء نحو ٤٠٠,٠٠٠ سنة من بداية عصر البلايوستوسين ، حين تحول مناخ وسط أوربا إلى الأحوال المناخية القطبية ، وبدأت بذلك أول فترة باردة (جليدية) حقيقية ، وهي فترة الدانوب الباردة ،أو فترة ما قبل جونز الباردة منذ ٦٠٠ ٠٠٠ سنة .

ويوضح تسلسل وتطور عالم الحيوان والنبات في وسط أوربا في عصر البلايوسين إقتراباً متزايداً نحو الأشكال الحالية . وذلك بسبب القرب الزمني . ولكن لا يعرف على وجه التأكيد مدى التأثير الذي أحدثه عامل الإنخفاض في المتوسط الحراري السنوي والعوامل الأخرى في هذا التطور الحيواني والنباتي . ويبدو أن عدداً قليلا من الفصائل والأنواع قد استطاعت أن تتأقلم مع ظروف المناخ البارد البلايوستوسيني ، بينما فنى الكثير من الأنماط الحيوانية والنباتية المتقاربة . وانقرض بعضها

بسرعة وبعضها الآخر بالتدريج . ومن الممكن القول بأن التطور الحراري في أثناء عصر البلايوسين قد اقترب نوعاً - خصوصاً في أواخر ذلك العصر - من ظروف مناخ عصر البلايوستوسين، ما دامت الأنواع الحيوانية والنباتية التي تميز بها عصر البلايوسين (خصوصاً في أواخره أيضاً) كانت قريبة الشبه بالأنواع الحالية . ولهذا السبب ينبغي للمعدل الحراري لعصر البلايوسين الذي ارتآه شفارتس باخ Schwarzbach (١٩٦١ ص ١٥٩) - بناء على المعلومات التي استقاها من عدد من المؤلفين عن اقتراب الأنواع الحيوانية والنباتية البلايوسينية من أنواع العصر الحديث - أن يكون منخفضاً لا مرتفعاً. ويمكن القول عامة بأن التغير الحراري نحو البرودة كان تدريجياً وبطيئاً نوعاً، ابتداء من عصر الأوليجوسين الأعلى (١٨°م) إلى عصر المايوسين ١٦م ، ثم إلى عصر البلايوسين (١٤°م) ، لكنه كان سريعاً من الأخير إلى بداية عصر البلايوستوسين (٩°م)، ثم إلى الفترة الباردة (الجليدية) الأولى (صفر°م) . ومهما يكن من شيء فإنه من الواضح أن الحيوانات المثالية التي تسود الجهات القطبية والتي تتميز بها أعالي الجبال، لم يكن لها وجود على الإطلاق في أثناء عصر البلايوسين كله، فهي قد نشأت بالتدريج في غضون عصر البلايوستوسين (Sickenberg 1951)

وهناك دلائل أوضح لهذا التطور المناخي تقدمها الشواهد المناخية غير العضوية . ونذكر في هذا السبيل أربعة أمور على جانب كبير من الأهمية :

الأمر الأول : نحن لا نجد على وجه الأرض حتى نهاية البلايوسين الأعلى أية آثار لوجود أية غطاءات جليدية على اليابس

القطبي ، ولا أية شواهد لوجود قلنسوات جليدية فوق قمم الجبال العالية (Schwarzbach 1961 صفحات ١٥٦ — ١٥٨) .

والثاني : إن بازلت البلايوسين الأعلى في منطقة أوست شتاير مارك Oststeier mark قد غُطِّي — بعد الطفح الذي انبثق في أواسط تلك الفترة (أي فيما بين مرحلتي داز Daz وليفانتين Levantin من البلايوسين الأعلى) — بطبقة تجوية من اللوم الأحمر . وهذه الطبقة إن دلت على شيء فإنما تدل على حدوث تجوية تمت في ظروف مناخية حارة رطبة (Winkler 1957 ص ٦٧٨ وص ٧٣٥) . ولم يحدث تغير مناخي واضح إلا مع التحول من مرحلة أستي **Asti** إلى مرحلة كلابريا (Winkler, 1957) ص ٣٢٣) .

والأمر الثالث : أمكن التعرف في كثير من جهات وسط أوربا على سطوح تعرية فسيحة فوق نطاقات صخرية متباينة النوع والبناء ترجع كلها إلى البلايوسين الأعلى ، وتدل معالمها على سيادة ظروف مناخية رطبة مدارية إلى شبه مدارية . وقد تأكد ذلك من مشاهدات ودراسات عدة قام بها بيدل Buedel (١٩٥٧) في منطقة فرانكين جولاند Fraenken - Gaeuland ، ميشنج Mensching (١٩٥٧) في شرق هضبة بوهيميا، وفينك Fink (١٩٦١) في الألب الشرقية .

والأمر الرابع : من الممكن أن يشيع تكوين اللوم الأحمر الشبه مداري، وأن تظهر بوضوح عمليات بناء الأشكال المورفولوجية الشبه مدارية أيضاً حينما يكون الشتاء بارداً ، ولكن يشترط أن تكون درجات حرارة الصيف عالية ، وفي نفس الوقت يكون الصيف مطيراً (مناخ شبه مداري « موسمي ») . فبجانب الشتاء البارد الجاف يبقى الصيف الحار حينئذ بمثابة فصل النشاط الجيومورفولوجي

والبيدولوجي ومع هذا فلا شك أن الغلاف الحيوي الذي اعتاد على دفء دائم مستمر ينبغي أن لا يبقى منه في مثل هذه الحالة (حالة وجود شتاء بارد) إلا مجموعات حدية تستطيع أن تلائم نفسها بالظروف الجديدة . ولهذا فإنه لا ينبغي بالضرورة استنتاج تغير شديد في الأحداث غير العضوية من مجرد اختفاء أو ظهور عناصر نباتية أو حيوانية مدارية في وسط أوربا أثناء عصر البلايوسين .

وحين حلت مرحلة فيلا فرانكا Villafranca اشتد ساعد التجوية الميكانيكية ، وبدأت أنهار وسط أوربا في تكوين أودية لها ، واستهلت عمليات النحر الرأسي في السطوح التحاتية Rumpfflaechen وإن كانت لم تبلغ في هذا السبيل شأواً بعيداً . وقد صحب هذا التغير الحاسم في العمليات الجيومورفولوجية (ونقصد بداية تكوين الأودية بعد انقضاء ملايين عديدة من السنين سادها تكوين السطوح التحاتية في مرتفعات وأحواض وسط أوربا) انخفاض متواضع في درجات الحرارة . وفضلا عن ذلك تشير كل الدلائل على أن مناخ وسط أوربا في البلايوستوسين الأقدم كان أكثر جفافاً منه في البلايوسين الأعلى . فقد عثر كوربر Koerber (١٩٦٣) في حصى مدرج وادي ماين Maintal التابع لتلك الفترة على كثير من أنواع الحصى المصقول الأوجه (الوجه ريحي Windkanter) ويصحبها وجود قشور متصلبة بنية اللون داكنة Wuestenlack على نحو ما يوجد منها فوق سطوح الصخور في الجهات الصحراوية ، وقد سبق لباحث آخر هو باكر Bakker (١٩٣٨) أن أعلن عن مثل هذه المشاهدات في غرب أوربا .

وقد أمكن تقسيم البلايوستوسين الأقدم في وسط أوربا على

أساس الحفريات النباتية والحيوانية إلى ثلاث فترات : فترة أقدم سادتها حشائش سفانا أو استبس، وفترة وسطى نمت خلالها الغابات، ثم فترة أحدث شاع فيها نمو حشائش الاستبس . ويميز الغلاف الحيوي أثناء البلايوستوسين الأعلى ظهور كثير من الحيوانات الثديية الكبيرة (Wilhelmy, 1958) .

وقد حدث التحول المناخي الحراري الحقيقي بحلول أول فترة باردة ، وهي فترة ما قبل جونز Pre - Guenz [1]. وتتسم كل الفترات الباردة التالية بتطور وتتابع مناخي متماثل الخصائص : انخفاض حراري سريع نسبياً مقداره حوالي ٨°م في الغلاف الجوي ، وحوالي ضعف هذا القدر (١٦°م) في طبقة الجو السفلي القريبة من سطح أرض أحواض اقليم وسط أوربا ، ثم ارتفاع حراري مشابه السرعة،يصل إلى معدل حراري يقرب من المعدل الحراري لعصر الهولوسين،وذلك في فترات الدفء فيما بين فترات البرودة .

وفي أوج كل فترة جليدية كان الجفاف يبلغ أقصاه (المرحلة الرئيسية لتراكم اللوس : لوس التندرا ولوس الاستبس — جودة ١٩٦٢ ، ١٩٦٣ ، ١٩٦٦) . وقد حدثت ذبذبات حرارية كبيرة خلال كل فترة جليدية،بحيث أمكن تقسيم كل منها إلى قسمين أو ثلاثة أقسام . وتشذ عن ذلك بعض الشيء فترة جليد الفورم التي يعتبرها البعض (بيدل Buedel ١٩٦٠ ، وفنك Fink ١٩٦٢) موجة

---

(١) لم تظهر هي وتقسيمات منديل (جراول Graul ١٩٦٢) وكذلك اقسام ريس (جوده ١٩٦٢ ، ١٩٦٦) في الشكل (١) لاسباب تختص بمقياس الرسم للابقاء على الشكل مبسطا غير معقد .

مناخية متحدة مترابطة لم يصبها الإضطراب إلا في صورة ذبذبات دفيئة ثانوية . وإن كنا نرى فيها مرحلتين دفيئتين إحداهما شديدة الوضوح (جودة ١٩٦٢ ، ١٩٦٦) . وتبع فترة فورم موجـات مناخية أصغر حجماً في أواخر الجليد Spaetglazial ، وما بعد الجليد Postglazial ، نجدها واضحة في الشكل (١) .

الهامش الشمالي للصحراء

(جنوب أطلس العليا ، وأنتي – أطلس ، وأطلس الصحراء)

في مجال النطاق الجغرافي النباتي الحالي المعروف بالاستبس الصحراوية التي تغطي الهامش الشمالي للصحراء الكبرى ، استطاع كنيتش Knetsch (١٩٥٠) في ليبيا ، وبيدل Buedel (١٩٦٢) في جنوب الجزائر أن يحققا حدوث سلسلة متتابعة تتكون من خمس فترات مطيرة فصلت بينها فترات جافة . وقد تمكنا من الوصول إلى ذلك عن طريق الربط بين المصاطب النهرية والقشور الجيرية والأجيال الكارستية Karstgenerationen . وتبين لهما أن الفترة الأولى (وهي الأقدم) كانت أشد وأوضح من غيرها ، ومن المرجح أنها ترجع للبلايوستوسين الأقدم .

وقد تأكدت هذه النتائج فيما بعد عن طريق أبحاث مينشنج Mensching التي سبقت الإشارة اليها (١٩٥٥ – ١٩٦٠) ، وأبحاث شوبير Choubert (١٩٥٧) اللذان تمكنا من التمييز الواضح بين ست فترات مطيرة هي : فترة الجير البحيري (زي كالك Seekalk) والفترة المولوية Moulouyen ، والفترة الساليتية Saletien ، والعامرية Amerien ، ثم التنسيفيتية Tensiftien ، وأخيراً الفترة السلطانية

Soltanien . وقد قام الباحثان بموازاتها من الأقدم إلى الأحدث على التوالي بفترتين باردتين فيما قبل جونز ، ثم بفترات جليد جيونز ومنديل وريس وفورم . وقد توصلا إلى هذه النتائج (على الخصوص مينشنج) عن طريق الربط بين سطوح البديمنت Pedimentfluren الواسعة التي تكونت أثناء تلك الفترات المطيرة ، وركامات أطلس العليا (بالنسبة لفترتي ريس ، وجليد فورم) . كما أمكن لهذين الباحثين إقامة الدليل على تقابل فترات الجفاف (التي فصلت بين فترات المطر الآنفة الذكر) بفترات الدفء (غير الجليدية) عن طريق الربط بين ما يعاصرها من الأرصفة البحرية الإيوستاتية ، بالإضافة إلى موازاة هذه الفترات المناخية بحضارات ما قبل التاريخ .

وبناء على هذا يمكن القول أنه بالنسبة لهذا النطاق الشمالي من الصحراء الكبرى ، قد تحققت معاصرة جميع الخمس أو الست فترات الباردة البلايوستوسينية في وسط أوربا ، لنفس العدد من الفترات المطيرة الصحراوية ، وبينما كانت ظاهرة الفترة الباردة في وسط أوربا تتسع وتمتد لتشمل النطاقات المجاورة وتحتوي النطاق القطبي بطبيعة الحال ، فإننا نجد الفترة المطيرة المعاصرة لها لم يكن تأثيرها ليمتد إلا إلى نطاق مجاور لمجالها صغير .

وتبدو من هذا التكرار المتشابه لظروف فترات الجليد والمطر إمكانية الوصول إلى نتيجة حقة : لقد كانت تتحكم في ظهور هذه الفترات المطيرة على الهامش الجنوبي للمغرب العربي خلال عصر البلايوستوسين ظروف مناخ الفترات الباردة في الشمال ، فحدوثها يرتبط سببياً بوجود « الفترات الجليدية » ؛ ويعزز هذه النتيجة أنه لم يثبت حتى الآن وجود شواهد أو آثار لفترات أو حتى لفترة رطبة واضحة في

هذا النطاق (الهامش الجنوبي للمغرب) بعد عصر البلايوستوسين أو قبله : لا في عصر الهولوسين ولا في أثناء عصر البلايوسين الطويل — على الأقل بالنسبة لقسمه الثاني (الأخير)[1] . وهذا من شأنه أن يؤازر الإستنتاج الآتي : بدون وجود فترة باردة (جليدية) في الشمال لا تحدث فترة مطيرة في شمال الصحراء الكبرى .

النطاق الشمالي من وسط الصحراء

(جنوب الجزائر وليبيا ومصر)

وتتغير الصورة في شمال وسط الصحراء الكبرى الذي يشمل نطاقاً يمتد من الجزائر عبر ليبيا إلى مصر ، ويفترش رقعة من الأرض فسيحة فيما بين دائرتي عرض ٢٥°— ٣٠° شمالا على وجه التقريب . فهنا لا نجد من فترات المطر المعاصرة للخمس أو الست فترات الباردة البلايوستوسينية في وسط أوربا سوى فترتين فقط تعاصران الفترتين الباردتين الأخيرتين ريس وفورم . وقد استطاع كنيتش Knetsch (١٩٦٣) هنا وعلى وجه الدقة في نطاق الحدود بين مصر وليبيا ، أن يقيم الدليل على حدوث فترة مطيرة شديدة الوضوح تعاصر فترة فورم الباردة . وتمكن بطريقة الإشعاع الكربوني أن يثبت أن مخازن المياه الأرضية الحفرية الوفيرة،الموجودة أسفل منخفضات الواحات المصرية الغربية يتراوح عمرها بين ٢٥,٠٠٠ سنة و ٤٥,٠٠٠ سنة . وأمكن لبيدل Buedel (١٩٥٤) أن يعثر على آثار واضحة لفترة رطبة

---

(١) وجدت آثار لفترة رطبة عظيمة أثناء عصر المايوسين ، ويحتمل انها قد استمرت وامتدت لتشمل قسما (أقدم) من البلايوسين ، وهذا ما اوضحناه بعلامه الاستفهام بالشكل (١) .

تعاصر في أغلب الظن فترة فورم في مدرج (مكون من رمال ومارل) بوادي فيران في شبه جزيرة سيناء .

وفي مجال وادي النيل في مصر أمكن لبوتزر Butzer (١٩٥٨) أن يثبت حدوث فترة مطيرة تعاصر ريس، بالإضافة إلى فترة أخرى مطيرة تعاصر فورم . وفضلا عن ذلك أشار إلى وجود آثار — لكنها محل شك كبير — لفترة مطيرة تعاصر مندل (Butzer 1958, P 102) . وقد أرجع نفس الباحث (١٩٥٩ ص ٦٦) آثار الفترة المطيرة لما قبل مندل (أسماها Pre - Mindel) تتمثل في لوم أحمر اللون يرتكز على رمال جيرية، وجدها فوق مدرجات النيل المعاصرة للرصيف الصقلي .

من هذا نرى وجود شواهد تدل على حدوث فترات مطيرة أقدم (من ريس وفورم) في مصر أيضاً . ولكن موازاتها بما يمكن أن يعاصرها من فترات باردة جليدية خارج النطاق المداري (وسط أوربا) ليس مؤكداً، ولا ينبغي التعاصر بالضرورة . بل على العكس من ذلك يمكن القول بصفة عامة ، وبالإتفاق مع نتائج أبحاث بفانينشيتل Pfannenstiel (١٩٥٥) أن مناخ مصر منذ التحول من عصر البلايوسين إلى عصر البلايوستوسين (امتداد لفترة مطيرة في البلايوسين الأعلى) وحتى فترتي المطر المعاصرتين لريس وفورم، كان أقرب إلى الجفاف منه إلى الرطوبة ، بل كان آخذاً في الجفاف التدريجي (أنظر الشكل (١) .

ويتفق مع هذا ما تشير به الدراسات في القسم الغربي والأوسط من هذا النطاق (نطاق شمالي وسط الصحراء الكبرى) من وجود آثار لفترات رطبة أقدم حدثت فيما قبل عصر البلايوستوسين. أما في

البلايوستوسين القديم فلم يستطع كل من بيدل Buedel (١٩٥١) ومن بعده مكيلاين Meckelein (١٩٥٤) أن يعثرا على آثار لفترات مطيرة ترجع إلى البلايوستوسين القديم . لكننا مع هذا نجد سطوح تعرية قديمة عاليـــة ، ومثلها هضبة تادمايت Tademeit الكريتاسية الفسيحة (تمتد بين دائرتي عرض ٢٧ — ٣٠° شمالا ،وترتفع إلى علو يناهز ٦٠٠ م) وقد غطتها — على امتداد مئات من الكيلو مترات من الشمال إلى الجنوب — طبقة من اللوم الأحمر القديم . ويعلو تلك الطبقة غطاء صحراوي حديث اشتق منها بفعل الرياح على الخصوص ،وإن كانت تدفقات السيول قد شاركت في تكوينه . وتشير طبيعة طبقة اللوم الأحمر وموضعها وانتشارها فوق الهضبة بشكـــل حاسم إلى سيادة ظروف رطبة طويلة جـــداً فيما قبـــل عصر البلايوستوسين ،أي في القسم الأخير من الزمن الثالث . ومن المحتمل أنها استمرت من البلايوسين إلى البلايوستوسين الأقدم (بيدل Buedel ١٩٥١) وهذا ما أوضحناه في الشكل (١) .

وقد عثر مكيلاين (١٩٥١ صفحات ٩٥ ، ١٢٩ ، ١٦٥) على لوم أحمر مماثل فوق سطوح تعرية قديمة (حوالي خطي عرض ٢٨° ، و ٢٥° شمالا) تجلل الهضبة البازلتية المعروفة بإسم جبل السودا (فزان) والتي تعلو إلى ارتفاع ٦٠٠ متر تقريباً ، كما اكتشف مثل هذه التكوينات أيضاً وعلى ارتفاع مشابه فوق هضاب قور تيبو Graret Tebu الصغيرة على الهامش الشمالي لسرير تبستي . وقد أرجعها هذا الباحث وكذلك كوبيينا Kubiena (١٩٥٧ ، ١٩٥٩)، الـــذي فحص تلك التربات المكونة من اللوم الأحمر بيدولوجيا ،إلى فـــترة مطيرة حدثت في القسم الأخير من الزمن الثالث (سمياها فـــترة رطوبة الزمن الثالث الحديث Jungtertiaere Feucht Zeit) .

ويتفق مع هذه زمنياً بقايا « بحيرات الزمن الثالث » التي وجدها ليفران Lefranc (١٩٥٧) في منخفض الحفرة الشرقي (فزان) ، وكذلك دور النشاط النهري أثناء البلايوسين الأعلى في مصر العليا الذي تعرف عليه بفانيشتيل (١٩٥٣ ، صفحات ٣٧٥ – ٣٧٩) ودلل عليه بعديد من الشواهد المورفولوجية والجيولوجية . وقد كانت هـذه الروافد النيلية القديمة تأتي بالكثير من الرمال والحصى . وتدل مدرجات وديانها على أنها كانت تجري فصلياً في ظلال ظروف مناخية شبه جافة. وبحسب ما يرى بفانينشتيل، استمر هذا النشاط النهري حتى أوائـل البلايوستوسين الأقدم ، ثم أخذ المناخ في الجفاف التدريجي المستمر . وانطمست معالم شبكة الأودية بالكثبان الرملية ، وهذا ما يلاحـظ أيضاً ويشاهد كثيراً في نطاق العروض هذه في غرب الصحراء الكبرى، كما في منطقتي طادمايت والجوليا Elgolea .

ونحن حين ندرس الصحراء الكبرى من الشمال إلى الجنوب نواجه في نطاق العروض هذا (وهو النطاق الشمالي من وسط الصحراء) فترات مطيرة هولوسينية لأول مرة . وقد أطلق بوتزر Butzer على الأولى (القديمة) اسم « الفترة شبه (دون) المطيرة رقم (١) Subpluvial I ، وارتأى معاصرتها لفترة التندرا الحديثة ، وهي آخر ذبذبة باردة (جليدية) في وسط أوربا . وسمى الثانية بالفترة شبه (دون) المطيرة رقم ٢ Subpluvial II . ورأى أنها تعاصر أواخر العصر الحجري المتوسط والعصر الحجري الحديث (أي مرحلة الدفء فيما بعد الجليد في وسط أوربا) . والأخيرة لا شك ظاهرة غريبة وعجيبة ، لكننا سنواجه مثلها بصورة أكثر وضوحاً في جنوب الصحراء.

ويمكننا بحسب الموقف العلمي الحالي أن نخلص إلى القول بـأن هناك أوجه اتفاق ما تزال واضحة بين فترات المطر في هذا النطاق، وبين

فترات المطر في نطاق الهامش الشمالي للصحراء ، ولكن يظهر هنا أيضاً تشابه عام واضح بالظروف المناخية التي سنجدها في جنوب الصحراء . وبعبارة أخرى ظهرت في النطاق الشمالي من وسط الصحراء خصائص مناخية وجدنا بعضاً منها في نطاق يليه شمالا (الهامش الشمالي للصحراء)، وسنصادف بعضاً آخر في نطاقين يليانه جنوباً .

النطاق الجنوبي من وسط الصحراء

(مرتفعات حجار)

لقد ساد نمط تتابع الفترات المطيرة الآنف الذكر أيضاً في مجال النطاق الجنوبي من وسط الصحراء ، ذلك النطاق الذي يمتد بين دائرتي العرض ٢٠° و ٢٥° شمالا تقريباً . وتتضح معالم هذا النمط على الخصوص في كتلة الحجار التي تقع في وسط مجال عروض هذا النطاق (بيدل ١٩٥٢ و ١٩٥٥ ، وكوبيينا ١٩٥٥) . ففي القسم الجنوبي الغربي وحده من هذه المرتفعات نجد ، السطوح التحاتية القديمة ، التي تتراوح ارتفاعاتها بين ١٥٠٠ م و ٢٤٠٠ ،قد غطيت في كثير من المواضع ،على امتداد مساحة لا تقل عن ٢٠٠ كم ٢ ،بطبقة من الكاولين يصل سمكها إلى أكثر من ٢٠ م ، وهذه الطبقة ما هي إلا نتاج تجوبة محلية في الصخر عميقة . ومثل هذه التربات القديمة لا نجدها بسمكها هإلذا لا حيث قد حفظها غطاء من « الطفوح اللافية البازلتية القديمة » الذي يفترش آلافاً من الكيلو مترات المربعة . ومن ثم ينبغي لهذا اللوم الأبيض والأحمر السميك الغني بالكاولين أن يكون أكثر انتشاراً من تلك المساحة الآنفة الذكر (٢٠٠ كم ٢) التي يبدو فيها مكشوفاً ظاهراً ، فلا شك أنه يمتد أسفل هذه الطفوح البازلتية فوق مساحة كبيرة .

هذه السطوح التحاتية التي تكتنفها طبقة التجوية السميكة من الكاولين التي حفظتها من تأثير عوامل الإكتساح طبقة الطفح البازلتي فيما بعد ، تطلبت لتكوينها سيادة هدوء تكتوني نسبي ، وفي نفس الوقت شيوع مناخات مدارية تعاقبت فيها ظروف الرطوبة والجفاف أثناء فترة جيولوجية لا يقل مداها عن ١٠^٧ سنة . والمدى الزمني لعصر البلايوسين لا يكفي لهذا القدر ، ومن ثم فإن بداية هذه الفترة لا شك توغل في القدم إلى القسم الأقدم من الزمن الثالث . فالأمر هنا يتعلق بأثر واضح لظروف مناخ « الأرض المدارية القديمة » حين سادت أثناء الزمن الثالث كله ظروف مناخية مدارية وشبه مدارية فصلية الرطوبة ،وشملت قسماً عظيماً من العالم (صوب القطب حتى عروض وسط أوربا وجنوب اسكندناوه) .

ولقد كانت بطبيعة الحال فترة دفيئة طويلة ، ظهرت على الأرض في حوالي نهايتها التي اتفقت مع فترة التحول من البلايوسين إلى البلايوستوسين ، قلنسوات جليدية قطبية وأخرى فوق قمم المرتفعات (Schwarzbaeh 1961) . وفي أثناء تلك الفترة الدفيئة المديدة (التي استوعبت الزمن الثالث كله) تعاقبت زمنياً ومكانياً فترات الجفاف والرطوبة . وقد سادت ظروف مناخ السفانابحرارتها ومطرها ، في أثناء الميوسين ، وفي غضون فترات طويلة من عصر البلايوسين ، أجزاء فسيحة من وسط وجنوب الصحراء الكبرى (مرتفعات الحجار وهضبة طادمايت وفي مجال نفس العروض من ليبيا ــ Kubiena 1955) . وفي نطاق جنوب وسط الصحراء (الحجار) نجد ظروف الجفاف تسود بعد رطوبة البلايوسين ــ أوائل وأواسط البلايوستوسين ، ولا تظهر الرطوبة مرة أخرى إلا في البلايوستوسين الحديث ، ثم في العصر الحجري الحديث (عقب فترة جفاف سادت أواخر الفورم وأوائل الهولوسين) .

وحين نستذكر التتابع المناخي في الهامش الشمالي للصحراء، وننظر إلى الشكل رقم (١) ونقارن هذا النطاق بنطاق جنوب وسط الصحراء، نجد التتابع المناخي من حيث الرطوبة والجفاف في كليهما شديد التباين، بل يبدو بصورة عكسية. ففي الهامش الشمالي ساد الجفاف (كالجفاف الحالي) فيما قبل البلايوستوسين (على الأقل أثناء البلايوسين الأوسط والحديث) وفيما بعده (أي في الهولوسين). أما في البلايوستوسين فقد ظهرت فترات الرطوبة التي عاصرت فترات البرودة في وسط أوربا. وعكس هذا نجده في منطقة الحجار (نطاق جنوب وسط الصحراء) حيث سادت ظروف مناخ السفانا الفصلية المطر عصر البلايوسين، واستمرت حتى مشارف البلايوستوسين. وببداية عصر البلايوستوسين شاع الجفاف واستمر، وسادت مورفولوجية الصحارى التي تتحكم في عمليات تعرية المرتفعات (ومنها الحجار) حتى عصرنا الحالي.

هذا التتابع المناخي في نطاق جنوب وسط الصحراء لا يقطع تسلسله سوى حدوث فترة رطوبة واحدة في البلايوستوسين الحديث (بيدل وكوبيينا سنة ١٩٥٥). وقد تأكدت سعة انتشار وظروف مناخ تلك الفترة بوجود آثار لها فوق مرتفعات سيناء (بيدل ١٩٥٦)، وهي تعاصر على ما يبدو تلك الفترة المطيرة التي أثبت حدوثها الأثريون والباليونتولوجيون الفرنسيون في مواضع عديدة من جنوب الصحراء ومنها صحراء تشاد. وقد أمكن الاستدلال على حدوث فترة رطبة في منطقة الحجار أثناء عصر الهولوسين ولكنها كانت ضعيفة جداً، فقد اكتشفت لها هناك آثار بيولوجية ثانوية، ولكن لم يعززها العثور على شواهد مورفولوجية أو تربات حفرية، وهي تعاصر القسم الأول من العصر

الحجري الحديث في السودان (بيدل ١٩٥٢ ، ١٩٥٥ ، وشفارتزباخ ١٩٥٣) .

الهامش الجنوبي للصحراء

(سنغال ومنطقة تشاد)

هذا التتابع المناخي الخاص بعصور المطر الذي وجدناه في منطقة الحجار وجنوب ليبيا ، والذي أمكننا الاستدلال عليه بالشواهد المورفولوجية والبيدولوجية يظهر بشكل مماثل في الهامش الجنوبي من الصحراء الكبرى (بين دائرتي العرض ١٤° — ٢٠° شمالاً على وجه التقريب) ، أي في النطاق المتاخم للمناخ السوداني الحالي الفصلي المطر (الموسمي) . والفرق الوحيد أن أوجه الاختلاف بين هذا الهامش الجنوبي وبين الهامش الشمالي للصحراء أظهر وأوضح منها فيما بين الأخير وبين جنوب الصحراء (الحجار وجنوب ليبيا) .

وتتمثل ظروف مناخ « الأرض المدارية القديمة » في جهات متعددة من الهامش الجنوبي للصحراء منها : شبه جزيرة كيب فيردي وفي غرب هضبة سينجامبيا Senegambia ، حيث نجد طبقة حديدية سميكة تمثل قاعدة قطاع التربة الحالي ، وهي تبدو مكشوفة في عديد من الأماكن حيث يتم استغلالها في عدد من المواقع منها المنطقة المحيطة بمدينة داكار ، وعلى حافة الجانب البحري من هضبة سينجامبيا تكوّن هذه القشرة الحديدية السميكة الطبقة الصلبة التي ترتبط بها حافة هذا المنحدر التي ترتفع إلى نحو ٥٠ م (Buedel 1952) . وحينما نقدر لاكتساح واجهة كويستا بهذا الارتفاع أقصر وقت ممكن ، فإن تكوين مثل هذه القشرة يرجع بنا على وجه التأكيد إلى ما قبل عصر البلايوستوسين .

وهي تتركب من غطاء من اللوم الأحمر القديم الذي تحول الآن إلى قشرة متصلبة من اللاتريت . وبعد تكوينه حدثت فترة جفاف طويلة يحتمل أنها شملت القسمين الأقدم والأوسط من عصر البلايوستوسين . وفوق آثار تلك الفترة الجافة يرتكز « الغطاء الأحدث من اللوم الأحمر » وهو قليل السمك غير متماسك إلا في بعض أجزائه . وفي مجال طبقة منه علياً يبلغ سمكها بين ١٠ — ١٢م، وعلى سطحه، توجد أدوات حجرية عديدة ترجع إلى القسم الأخير من الحضارة الموستيرية (Maunyl 1949) . وبناء على ذلك تشمل الفترة الرطبة التي خلالها تكون هذا اللوم أوائل فترة الفورم الباردة ، بل إنها قد توغل في القدم إلى فترة إيم Eem الدفيئة ، بل إلى فترة ريس الباردة أيضاً (لكن بدون ارتباط أو موازاة دقيقة بالتتابع المناخي بين الدفء والبرودة في وسط أوربا) . وعلى العموم يمكن القول بأنه قد حدثت هنا أيضاً فترة مطيرة واضحة واحدة في البلايوستوسين الحديث (تطابق مثيلتها في صحراء تشاد) .

وفوق هذا اللوم الأحمر الحديث الذي يغطي هضبة سينجامبياتراكم نطاق من الكثبان القديمة (الحفرية) الذي ترجع نشأته إلى أوائل عصر الهولوسين . وقد أمكن تحديد عمره عن طريق وجود عديد من مخلفات العصر الحجري في مستويات جزئه العلوي . ودليل آخر على حداثته يتمثل في التجاويف المغلقة التي تكتنف النطاق كله، حتى مع وجود غطاء السفانا الحالي الذي يفترشه . وهو أخيراً نفس النطاق الذي يمتد شرقاً ويغلق بحيرة تشاد . ولما كانت هذه البحيرة رغم طبيعتها المغلقة تحوي مياهاً عذبة ، فإن نشأتها — وبالتالي نشأة الكثبان التي تكتنفها — حديثة نوعاً ، فهي ترجع إلى بضع آلاف قليلة من السنين . وتدفع الدلتا، التي يكونها نهر شارى الآتي إليها من الجنوب الشرقي، هذه البحيرة المغلقة «المتحركة» باستمرار نحو الشمال في نطاق الكثبان ذاته ، حيث نجد هامشها الشمالي

وقد تزركش بعدد من الجزر وأشباه الجزر التي تمثل بقايا شبكة الكثبان التي قطعتها مياه البحيرة .

وقد أشرنا سلفاً إلى الامتداد الطولي لنطاق الكثبان ، ونضيف هنا إلى أن عرضه يبلغ زهاء ٣٠٠ كم ، وهو يمتد من السنغال إلى منطقة بحيرة تشاد على مسافة تبلغ زهاء ٤٠٠٠ كم ، وإن كان يتقطع في بعض المواضع . ويمكن تتبع قسم متصل منه يمتد من بحيرة تشاد غرباً مسافة تزيد على ٦٥٠ كم في اتجاه عام من الشرق إلى الغرب . ويشهد هذا النطاق العظيم من سلاسل الكثبان القديمة على أن النطاق الجنوبي من الصحراء الكبرى كانت تسوده ظروف مناخية أخف بكثير منها في وقتنا الحالي ، وذلك في النصف الأول من عصر الهولوسين (خصوصاً في فترة الدفء التي أعقبت اختفاء الجليد حتى بدايات العصر الحجري الحديث) .

أما الفترة التي تلت ذلك وهي فترة العصر « الحجري الحديث » التي نعثر على آثارها في هذه الكثبان فإنها لم تكن هنا مجرد ذبذبة رطبة غير واضحة قصيرة الأمد (شبه مطيرة Subpluvial) ، كما كان الحال في جبال الحجار أو في مصر ، وإنما كانت بمثابة تحول إلى دور مطير واضح شمل كل القسم الحديث من عصر الهولوسين واستمر حتى وقتنا الحاضر ، ذلك أن النطاق كله يفترش في وقتنا الحالي بغطاء كثيف من السفانا الشوكية ، كما تزركشه أشجار نامية من السمط عالية . وقد زحفت هذه السفانا منذ العصر الحجري الحديث مسافة تقرب من ٣٠٠ كم فوق هذا النطاق من الكثبان صوب داخلية الصحراء . وتسمح كمية المطر وفترة سقوطه المنتظمة حالياً ، والتي تتراوح بين ٣ ــ ٤ أشهر فوق هذا النطاق بالرعي المتجول لقطعان الأبقار ، وفي بعض المناطق تصلح حتى للزراعة البعلية .

ويظهر اللوم الأحمر المداري حالياً على بعد يتراوح بين ٣٠٠ — ٤٠٠ كم إلى الجنوب من هذا النطاق،حيث يتراوح فصل المطر بين ٦ — ٧ شهور ، معنى هذا أن درجة الرطوبة أثناء فترة الهولوسين الحديث المطيرة (من العصر الحجري الحديث حتّى وقتنا الحالي) بلغت نصف مقدار درجة الرطوبة أثناء فترة المطر في أواخر عصر البلايوستوسين (البلايوستوسين الحديث) وقد تخلل فترة الهولوسين الحديثة المطيرة أوقات كانت فيها الرطوبة أعلى منها في وقتنا الحالي ، وهذا ما ترجحه ذبذبات مستوى المياه في بحيرة تشاد أثناء عصر ما قبل التاريخ والعصر التاريخي ، وحينذاك كانت ظروف الرطوبة تداني مثيلتها أثناء فترة المطر في البلايوستوسين الحديث (أنظر الشكل رقم ١) .

أهمية التتابع المناخي في الصحراء الكبرى

بالنسبة للتاريخ المناخي العام

ا — وضع البلايوستوسين بعامة والفورم بخاصة

حسب ما شاهدنا من آثار ومخلفات نرى التاريخ المناخي للصحراء الكبرى أثناء البلايوسين والزمن الرابع ،يتمثل في جوهره في سلسلة من تتابع الرطوبة والجفاف . وهذا التتابع يرتبط بفترات حرارية متباينة في الهامش الشمالي من الصحراء وحده . وحين نلقي نظرة عامة على جميع النطاقات الصحراوية الأربعة نستطيع استخلاص النتائج الآتية :

١ — يمكن القول عامة بأن عصر البلايوستوسين قد ظهر في الصحراء الكبرى كعصر من نوع خاص مغاير من وجهة الرطوبة،بين عصـــر البلايوسين من قبله وعصر الهولوسين من بعده . لكن هذا الاختلاف بالنسبة للعصر الذي سبقه وللعصر الذي لحقه ينقلب من الشمال نحوالجنوب.

ففي الهامش الشمالي من الصحراء (وجزئياً في شمال النطاق الأوسط) يتميز البلايوستوسين بحدوث تتابع منظوم من عدد من الفترات الرطبة بين فترات تكاد تكون جافة تماماً في البلايوسين والهولوسين. وفي الهامش الجنوبي (وجزئياً في جنوب النطاق الأوسط) يصبح البلايوستوسين بعامة بمثابة عصر جاف بين فترات رطبة واضحة من قبله ومن بعده.

٢ — حين ننظر إلى فترات المطر في الصحراء الكبرى نلاحظ الصورة الآتية:

في الهامش الشمالي نرى بالنسبة للبلايوستوسين — ابتداء من فترة ما قبل جونز حتى فورم — تعاصراً وموازاة بين فترات المطر في الصحراء وفترات البرودة في وسط أوربا، والأخيرة كانت بالنسبة لفترات المطر الصحراوية بمثابة الباعث المحرك. ومع كل نطاق نعبره في اتجاه الجنوب تحدث هذه الموازاة متأخرة بمقدار «فترة جليدية» على وجه التقريب، إلى أن ننتهي بنطاق الهامش الجنوبي من الصحراء، فلا نجد آثاراً لسوى فترة مطيرة واحدة تقع في البلايوستوسين الحديث. ومن ثم تتحلل الصلة السببية التي وجدناها واضحة في الهامش الشمالي بين فترات المطر وبين فترات البرودة في وسط أوربا من ناحيتين:

الاولى، أننا لا نجد هنا (في الهامش الجنوبي للصحراء) لفترات البرودة الأربعة (اثنتان فيما قبل جونز، وجونز ثم ميندل) ما يقابلها من فترات المطر.

والثانية، أن فترة المطر البلايوستوسينية الوحيدة التي ما زلنا نجد لها آثاراً واضحة هنا (جنوب الصحراء) لا تقابلها على وجه التحديد فترة باردة معينة محددة في وسط أوربا: فنهايتها تقع في وسط فترة فورم

الباردة ، بينما نجد بدايتها غير معلومة . فقد تكون في فترة إيم Eem الدفيئة ، أو قد ترجع إلى فترة ريس الباردة .

٣ — يرى بنك A. Penck في أحدث آرائه أن الصحراء الكبرى أثناء فترات البرودة كانت أكثر رطوبة بوجه عام ، وأن رقعتها كانت تضيق وتنكمش بواسطة تقدم حدودها الرطبة من ثلاث اتجاهات في وقت واحد : من الهامش الشمالي البحري (من جهة البحر المتوسط) ، ومن الهامش الجنوبي الاستوائي (أي من جهة خط الاستواء)، ثم من حد الرطوبة العلوي فوق المرتفعات (وهو يوازي انخفاض خط الثلج الدائم) .

ويتضح من عرضنا السابق ومن النتيجتين السالفتين أن هذه الصورة التي ارتآها بنك لا تصدق ولا تعززها الأدلة إلا فيما يختص بفترة فورم الباردة . وحتى فيما يختص بالفورم فإنها تصح فقط بالحدود التي سبق ذكرها . ومن الممكن أن نرى هذه الصورة أيضاً في فترة ريس الباردة (أنظر شكل ١) لكن بدرجة محدودة جداً. وكلما تراجعنا من فترة ريس إلى الوراء ،أي إلى فترات مندل وجونز وما قبل جونز ،يتضح تقدم الحزام الرطب صوب قلب الصحراء في الهامش الشمالي فقط ، لكننا لم نعد نشاهده إطلاقاً ،لا في جنوب الوسط ولا في الجنوب ، فهنا ينعدم وجود آثار لفترات مطيرة معاصرة لتلك الفترات الباردة .

ولقد يشك في هذه النتيجة (السلبية) بالنسبة للفترات الباردة القديمة ويثار في وجهها الاعتراض . فلقد يقال أن عدم اكتشاف آثار لفترات مطيرة أقدم في جنوب الصحراء يرجع إلى :

(ا) قلة كثافة شبكة الأبحاث والمشاهدات هناك ، أو يعزى إلى
(ب) اندثار أو انطماس معالم وآثار تلك الفترات المطيرة (بسبب القدم) كلما توغلنا في الماضي .

وبالنسبة للاعتراض الأول نقول بأنه في خلال العشرين سنة الماضية قد جرت أبحاث جديدة (عدا القديمة) وعديدة في مختلف جهـات الصحراء،ومع هذا فإن الصورة التي وصفناها وسجلناها في الشكل (١) بقيت كما هي فيما يختص بعدم وجود آثار لفترات مطيرة بلايوستوسينية أقدم في جنوب الصحراء. وعلى العكس من ذلك فقد أثبتت تلك الأبحاث الجديدة وعززت حدوث كل الفترات المطيرة في الهامش الشمالي، كما أمكن إثبات معاصرة معظمها لفترات البرودة في وسط أوربا.

وضد الاعتراض الثاني نسوق الأفكار الآتية: حينما ننظر في الهامش الشمالي للصحراء الكبرى،نجد آثار فترات المطر (فترات البرودة) سواء منها الحديث والقديم ما تزال موجودة وفي حالة جيدة، وكثيراً ما عثر ويعثر عليها. أما في جنوب الصحراء فما تزال نفس الثغرة مفتوحة والنقص في العثور على آثار لفترات المطر في البلايوستوسين القديم ما يزال كما هو منذ أكثر من ربع قرن من الزمن رغم كثرة الأبحاث. وعلى العكس من ذلك فقد أمكن العثور هناك على آثار لفترات رطبة أقدم من ذلك تنتمي لعصر البلايوسين. وهذه الآثار ما تزال في حالة طيبة وواضحة ومنتشرة انتشاراً عاماً في هذا النطاق الجنوبي من الصحراء.

ولهذا يمكن القول بأن الصورة العامة الجديدة التي وضعناها للتتابع المناخي في مختلف نطاقات الصحراء الكبرى، والتي تميزها الخصائص الآنفة الذكر صحيحة. وعلى أساسها أمكننا رسم الشكل رقم (١) متكاملاً، وإن كان يحوي عدداً قليلاً من علامات الاستفهام.

٤ ـــ وبتلك الصورة الجديدة يمكن إلقاء ضوء جديد على رأي بالوت Balout (وهو الرأي المماثل للرأي القديم لبنك الذي اعتقد بعـــدم انكماش رقعة الصحراء أثناء كل فترة باردة، وإنما بزحزحة نحو خط

الاستواء « لنطاق الصحارى المتأثرة بالرياح التجارية » . ذلك أن كلاً من بنك (في نظريته الأحدث) وبالوت قد أقام نظريته على أساس أن التتابع المناخي البلايوستوسيني بين البرودة والدفء في العروض العليا هو المحرك المولد للتتابع المناخي بين الرطوبة والجفاف في النطاق الصحراوي الواقع على هامش المنطقة المدارية الرطبة. وهذا ما لا يُعدّ الآن صحيحاً أيضاً بالنسبة لنظرية بالوت . ذلك أننا قد وجدنا في الهامش الجنوبي من الصحراء آثارا لفترة رطبة واحدة خلال عصر البلايوستوسين كله . وحتى هذه الفترة ليس لها ارتباط وثيق بفترة جليدية محدودة أو بفترة غير جليدية (دفيئة) معلومة ، وإنما قد امتدت متقطعة غير متصلة عبر بعض من هذه (جليدية) وتلك (غير جليدية) أثناء البلايوستوسين الأعلى (الأحدث) .

وعلى العكس من ذلك تنتشر في هذا الهامش الجنوبي من الصحراء آثار لفترات مطيرة حدثت فيما قبل الجليد البلايوستوسيني وفيما بعده ، وهذه الفترات الرطبة ليس لها بطبيعة الحال أدنى ارتباط بالتتابع المناخي بين البرودة والدفء في أوربا (أي المحرك المولد لفترات المطر في الهامش الشمالي للصحراء) . وهنا نلحظ مسألة هامة تبرز من الصورة الجديدة سنعالجها بالدراسة بعد قليل (أنظر أسفله تحت حرف ب) . ويبقى الفضل لبالوت الذي أشار لأول مرة إلى الاختلاف بين نمط آثار فترات الرطوبة البلايوستوسينية في الهامش الشمالي ، وبين نمطها في الهامش الجنوبي للصحراء ، ومن ثم أنار الطريق أمام هذا البحث الجديد .

ب ـ الاختلاف بين فترات المطر في شمال الصحراء وفي جنوبها :

يتضح لنا مما سبق أن فترات المطر في شمال الصحراء الكبرى تختلف في مسبباتها وبواعثها عنها في جنوبها . إذ أن فترات المطر في شمال

الصحراء كانت تقع في مجال تأثير الشمال : أي في مجال تأثير التبريد الشديد الذي حدث مراراً أثناء فترات البرودة وشمل قلنسوة النصف الشمالي من الكرة الأرضية فيما بين النطاق الشبه مداري الحالي والقطب . وقد كان معدل التبريد المعاصر في الأراضي الجبلية في النطاق المداري لا يرقى إلا لمجرد النصف ، وكان التبريد أقل من ذلك بكثير قرب سطح الأرض في الأراضي السهلة المدارية ، خصوصاً حيث استطاعت الغابات القديمة والسفانا الكثيفة أن تواصل نموها دون اضطراب . وكلما اتجهنا شمالاً مقتربين من مركز التأثير الشمالي وجدنا فترات المطر في الهامش الشمالي من الصحراء وقد ظهرت بخصائص ومميزات تختلف تماماً عن فترات المطر في الجنوب ،فهي فترات أقصر ، وأقل رطوبة ، لكنها أوضح برودة ، كما صحبها هبوط خط الثلج الدائم ، وعمليات الانسياب الأرضي ، وهبوط أشد لحدود فعل الصقيع .

ومن الوجهة المورفولوجية نجد أن توسيع البيديمنتات Pediments عند أسافل المرتفعات ميزة تختص بفترات المطر (Menshing خصوصاً في بحثه عام ١٩٥٨) . أما من الوجهة البيدولوجية فتشخص فترات المطر في السهول تربات حمراء Terra - Rossa ، تكونت تحت تأثير كمية من المطر كان مقدارها يتراوح بين ٤٠٠ — ٥٠٠ مم ، وفي المناطق التي كان المطر يقل فيها عن ذلك (بين ٤٠٠ — ٣٠٠مم) تظهر تربات استبس غنية بالجير وشبيهة بتربات اللوس ، أما في المناطق التي كانت تتراوح فيها كمية المطر بين ٣٠٠ — ١٠٠مم نجد التربة وقد غطيت بقشرة من الجبس أو الجير بحسب تركيب الطبقات الصخرية السفلى . وعلى هذا يميز هذه الفترات المطيرة في كثير من التخوم الصحراوية وجود القشور الجيرية (ومنها على سبيل المثال تصلب أسطح الكثبان) ، ولكن لم تكن

الظروف المناخية التي سادت هذه التخوم لتسمح في أي مكان منهـــا بتكوين قشور حديدية أو منجنيزية أو من البوكسايت .

وقد سبق لفلون Flohn (١٩٥٣) أن قام بعملية الربط المناخي بين فترات المطر هذه ، وبين مناخ العصر البارد (الجليدي) حول القطب . وقد تبين له أن الإنخفاض في درجات الحرارة في النطـــاق المداري كله كان يبلغ نصف معدله فوق القلنسوة القطبية ، وكان هذا يعني ازدياد المدى الحراري بين المناطق القطبية والمناطق المدارية . وفضلا عن ذلك فإن النطاق القطبي قد اتسع وامتد من موضعه بحدوده الحالية فوق قسم عظيم من العروض الوسطى : ففي نطاق العروض الأوروبية كان حد الغابات القطبي يقع حوالي دائرة العرض ٤٥° شمالا بدلا من دائرة العرض ٦٩° شمالا في وقتنا الحالي . هذا بالإضافة إلى أن موقع الجبهة القطبية ، ومن ثم موضع شدة كثافة الأحداث المتيورولوجية قد تزحزح تجاه خط الإستواء نحو ١٥° إلى ٢٠° عرضية ، أي ما بين دائرتي العرض ٤٥° ــ ٥٠° شمالا في وقتنا الحاضر إلى حوالي دائرة العرض ٣٠° شمالا آنذاك .

وينبغي أن نضيف إلى ذلك ، أن هذا التقدم لنطاق الجبهـــة القطبية نحو خط الإستواء قد صحبه اتساع عظيم على امتداد خطوط الطول ، ومن ثم إنتشار على رقعة أوسع من سطح الأرض (الدائرة العرضية عند الدرجة ٥٠ شمالا : ٢٦,٠٠٠ كم ، وعند الدرجة ٣٠ شمالا : ٣٥,٠٠٠ كم ، وعند الإستواء : ٤٠,٠٠٠ كم) . معنى هذا أنه كان يقف حينذاك قبالة النطاق الإستوائي ذي الحرارة العظمـــى نطاقان (ليسا أقل منه طولا بكثير) من جبهات الهواء البارد في مجال النطاق الشبه مداري الحالي . ونتيجة ذلك كانت تتمثل في إضعـــاف

الدورة النطاقية Zonal Circulation وتقوية الدورة الطولية Meridional Circulation . ومن ثم فإن نطاق الضغط المرتفع الحالي المستديم على مدار السنة ، والذي ترتبط به « صحاري الرياح التجارية » كان يتقطع إلى خلايا Cells بواسطة ورود هواء قطبي بحري مطير . وقد كانت أقوى تلك الهبات الهوائية القطبية تستطيع الوصول إلى داخلية النطاق المداري مراراً وتكراراً أكثر مما تفعل في وقتنا الحالي بكثير ، وكان هذا يعني حدوث خلخلة وتقطع للرياح التجارية بواسطة الأعاصير المدارية .

وقد كان الهامش الشمالي للصحراء الكبرى أثناء جميع الفترات الباردة البلايوستوسينية أكثر رطوبة منه في الوقت الحالي ، وذلك نتيجة لتكرار حدوث تقدم واقتراب الجبهة القطبية بشكل متشابه من النطاق المداري . ونحن نسمي هذا النمط من فترات المطر ، مع فلون وبيدل « فترات المطر القطبية Polaren Pluviale » للصحراء الكبرى الإفريقية . وكان ينبغي لهذه الفترات أن تتميز على الخصوص بالأمطار الشتوية ، كما هي الحال في منطقة البحر المتوسط في وقتنا الحاضر . هذه الأمطار الشتوية تقتحم النطاق الصحراوي حالياً بشيء من الإنتظام وتتوغل على امتداد البحر الأحمر (حتى مصوع) ، وشرقاً على الخليج العربي . ثم إلى مصب نهر السند . وفي عروض مشابهة للصحراء الكبرى الإفريقية نجد مثيلا لهذه الصورة في داخلية الصحراء الأسترالية حيث تغزو الأمطار الشتوية النطاق شبه المداري ، كما تتوغل في النطاق المداري ذاته بكثرة تفوق بكثير ما يحدث الآن بالصحراء الكبرى . وهذه الكثرة تداني ما كان يحدث بالأخيرة أثناء الفترات المطيرة البلايوستوسينية .

أما في الهامش الجنوبي من الصحراء فقد كانت الظروف مختلفة

فهنا كان تأثير مناخات العصر البارد (الجليدي) أكثر تخلخلا ، وفعلها غير مباشر . وفي سلسلة تتابع فترات الرطوبة أثناء العشرة ملايين سنة الأخيرة نجد الهامش الجنوبي مختلفاً عن الهامش الشمالي (أنظر شكل ١) . فمناخ عصر البلايوستوسين يعني هنا في معظمه ، حدوث فترة جـــافة طويلة تفصل بين عصري البلايوسين والهولوسين . وحينما نصل في البلايوستوسين إلى قسمه الأعلى (الحديث) نصادف الفترة الرطبة الوحيدة ، التي من الممكن ولو جزئياً ، موازاتها بفترة باردة « شمالية » وهي فترة الفورم . والواقع أنه في أثناء فترة فورم (وربما في فترتي إيم وريس) كانت كل الصحراء من جميع جوانبها : من الشمال ومن الجنوب ومن أعلى (من مرتفعاتها المطيرة) قد تقلصت وانكمشت وعمها المطر .

وبالنسبة لحدوث هذه الفترة المطيرة الوحيدة في الهامش الجنوبي للصحراء أثناء البلايوستوسين الأعلى، فلا شك أن قد شاركت في نشأتها الكتل الهوائية الباردة التي كانت تستطيع الوصول إلى النطاق المداري حينذاك . **ولكن يبقى السؤال** : لماذا لا نجد للفترات الباردة الأقدم تأثيراً مباشراً أو غير مباشر في هذا الهامش الجنوبي ، ولماذا لم تقم بهذا التأثير رغم أنها ولا ريب اتسمت بنفس الظروف المناخية التي تميزت بها فترة فورم ؟ لا بد إذن إن كان هناك تأثيراً آخر ظهر هنا ومارس فعله آنذاك . وهذا التأثير لا يمكن إن يأتي إلا من النطـــاق الإستوائي ذاته . . . كل الطاقة الجوية تأتي من الإشعاع الشمسي ، وهذه يشتد تأثيرها في تسخين العروض الإستوائية وفي الدورة الهوائية العامة . ونحن نجد هنا أهم نطاق تحدث فيه عملية تحول هذه الطاقة إلى غلافنا الجوي . ومن ثم فإنه نطاق تحكمه ولا شك قوانين ونظم خاصة في أثناء ذبذباته التي تحدث على امتداد مئات السنين . وهـــذه

تتداخل بتأثيرات تصدر عن القلنسوات القطبية أثناء الفترات التي تتميز بعظم شدة التبريد . وفي أثناء عصر البلايوستوسين لم تحدث هــذه الحالة بوضوح إلا في أثناء فترة فورم ، أما قبل عصر البلايوستوسين وبعده فقد كان يتحكم في الذبذبات التي تحدث في هذا النطاق الجوي الوسيط أحداث نابعة ومتأصلة في النطاق ذاته . وعلى هذا النحو يمكننا أن نسمي فترة الرطوبة التي حدثت في الهامش الجنوبي من الصحراء أثناء البلايوستوسين الحديث « فترة مطيرة إستوائية » .

وهذه الرابطة (بين مركز التأثير الإستوائي وحدوث فترة مطر) نجدها ممثلة بصورة أوضح في فترة المطر التي حدثت في الهــولوسين الحديث : فهنا تنعدم الصلة تماماً بين سقوط المطر وبين التتابع المناخي « الشمالي » — كمركز تأثير — من فترات باردة إلى أخرى دافئة . إذ أن ظهور فترة مطيرة شديدة الوضوح في العصر الحجري الحديث وما بعده في الهامش الجنوبي من الصحراء لم يتفق إطلاقاً مع بداية فترة باردة « شمالية » (هبوط في المتوسط الحراري السنوي مقداره حوالي ٨° م) ، وإنما على العكس من ذلك قد اتفق مع أوج فترة الدفء الهولوسينية (ازداد المتوسط الحراري السنوي أثناءها في وسط أوربا بنحو درجتين مئويتين عنه حالياً) ثم مع الهبوط الحراري إلى فترة أبرد بعض الشيء (أعقبت فترة الدفء الهولوسينية المذكورة) التي لم تبدأ إلا بعد عام ١٠٠٠ قبل الميلاد . ومن ثم فإن المؤثرات التي أتت من مجال الدورة الهوائية « الشمالية » (خارج النطاق المداري) لا يمكن أن تكون قد شاركت في تلك الأحداث المناخية إلا بقدر ضئيل .

وفضلا عن ذلك فإنه يبدو أن حدوث هذه الفترة الرطبة في العصر الحجري الحديث كان على الخصوص ذا تأثير هام ، ذلك أنه أيضاً بالنسبة للنطاق الصحراوي الأوسط تدل المخلفات الخاصة بالعــصر

الحجري الحديث (الغنية بحيوانات من النوع السوداني التي تشير إلى حياة نباتية لا تقل عن السفانا الصحراوية ومع وجود غابات الدهاليز) على سيادة مناخ كان أكثر رطوبة منه الآن . وقد وصلت مؤثرات هذه الفترة حتى مصر . وسماها بوتزر Butzer (١٩٥٨) هنا « فترة شبه مطيرة رقم ٢ » (بين ٥٠٠٠ — ٢٥٠٠ ق . م على وجه التقريب)[1] . وقد أشار فلون (سنة ١٩٦٣) إلى وجود ذبذبات مطيرة مشابهة إستمرت حتى العصر التاريخي الحديث .

من هذا يمكننا القول بأن مركز التأثير المناخي بالنسبة لهذه الفترة المطيرة في العصر الحجري الحديث التي تعاصر وسط الفترة الدفيئة الطويلة المنتظمة الحرارة التي أعقبت الجليد في « الشمال » (فيما بين ٧٠٠٠ — ٥٠٠ ق . م) ، لم يكن نطاق الجبهة القطبية وانما كان في النطاق الإستوائي ذاته .

---

(١) وضع فيربريدج Fairbridge (١٩٦٢ ص ٣) فترة مطيرة لمصر في الفترة ما بين ٩٥٠٠ — ٥٠٠٠ ق٠م ، أي في العصر الحجري المتوسط (قبل الحجري الحديث) ٠ وعلى العكس من ذلك ينظر بوتزر Butzer (١٩٥٨ ص ١٤٥) الى نفس الفترة الزمنية تقريبا (ما بين ٨٠٠٠ — ٥٠٠٠ ق٠م) في مصر على انها كانت أجف من الوقت الحاضر ، وفي مكان آخر من مؤلفه يقول بأنها تماثل مناخ الحاضر تماما (أي أنها جافة جدا) ٠ ويستند كلا الباحثين على تأريخ دقيق بالاشعاع الكربوني ٠ وربما يرجع الاختلاف بينهما الى أن بوتزر أجرى أبحاثه على رواسب صحراوية محلية ، بينما فيربريدج بحث رواسب نيلية فيضية منقولة ٠ ولهذا نفضل اتباع نتائج أبحاث بوتزر ٠

جـ ـ الاستمرار الجيولوجي والمناخي :

حالة المناخ المتناسق « للأرض المدارية القديمة »

الإستمرار الجيولوجي لا شك في صحته ، ما دام يرتبط بالأحداث الباطنية . فالزلازل والإنكسارات والإلتواءات وعمليات التحول الصخري ومختلف أنماط العمليات البلوتونية قد حدثت باستمرار بطريقة « تشبه » على ما يبدو الطريقة التي تحدث بها « حالياً »، وذلك منذ أن أصبح للأرض قشرة صلبة . وهناك الشواهد التي لا تحصى عداً والتي من خلالها تعرفنا على آثار هذه الأحداث خلال الماضي البعيد الذي يوغل في القدم إلى ملايين السنين ، والتي تسمح بتحقيق هذا الموضوع بتفصيلاته العديدة .

وحينما نحيل الطرف إلى القوى الخارجية . نجد الأمور تختلف كل الإختلاف ، فهي كلها تنتهي إلى أحداث موضعها في الغلاف الجوي. وهنا نجد ضرورة الفصل في مفهوم حقيقة الإستمرار . ففيما يختص بالعمليات المتيورولوجية التي تحدث في الغلاف الجوي . فإن حقيقة الإستمرار لا شك قائمة هنا أيضاً : فأعاصير العروض المعتدلة ، والعواصف المدارية ، والضغط الجوي ، والرياح ،ونشوء مختلف أنواع المطر كانت تحدث باستمرار بطريقة واحدة أو متشابهة منذ أن نشأ الغلاف الجوي وأحاط بالأرض يابسها ومائها، ولكننا لانستطيع أن نمسك بأي من هذه الأحداث إلا في أثناء فترة حدوثها القصيرة الحاضرة الآيلة للزوال . ومن ثم فإنه لم يبق من أي من هذه العمليات التي حدثت في الماضي أي أثر مباشر . ولهذا فإن الجيوفيزيقي لا يهتم بأي من هذه العمليات التي لا يطولها تاريخياً ، وإنما يهتم بالنمط : كنمط عاصفة تيفون أو مركز إعصار أو جبهة متيورولوجية،ومن ثم فإن

الإستمرار المتيورولوجي موجود ، ولكن انعدام وجود آثار باقية مباشرة للعمليات المتيورولوجية القديمة لا تسمح بالمقارنة بين الماضي والحاضر .

وعلى العكس من ذلك هناك آثار غير مباشرة لتوزيع أنماط هذه الأحداث في الماضي على سطح الأرض،ورغم أنها ليست كثيرة فإنها ذات أهمية تاريخية كبرى ، ومنها آثار مواقع النطاقات المناخية القديمة التي تهمنا في دراستنا هذه . ولكننا مع هذا لا نستطيع استخدام مفهوم الإستمرار (الإستمرار المناخي) على هذه الآثار بالمعنى الذي ميزناه لما يختص بالقوى الجيولوجية الباطنية . ويمكننا أن نسوق مثالا لتوضيح ذلك : في السويد يمكن للباحث الجيولوجي أن يقتفي أثر القوى الإلتوائية ما ظهر منها وما بطن،ومهما بلغ قدم العهد بها ، فهو يستطيع تتبع ما حدث منها حتى عصر ما قبل الكمبري على امتداد مسافات كبيرة وبكل دقة . ناهيك عن القوى الإلتوائية الألبية التي يمكن للباحث الكشف عنها منذ بداياتها الأولى في الكريتاسي الأسفل عبر مختلف أدوارها الرئيسية . من سلسلة إلى سلسلة ، حتى نهاياتها التي شملت منطقة المولاسه Molasse في النطاق الألبي الأمامي .

ونحن نفتقد تماماً مثل هذا بالنسبة للآثار المناخية الحفرية (القديمة). فنحن نعرف هنا نمطاً واحداً فقط لنموذج الدورة الهوائية بدقة ، ألا وهو نمط اليوم .بمعنى الحاضر في أضيق حدوده . ومنذ نحو ثلاثين سنة أصبحت شبكة الأرصاد الجوية من الكثافة بحيث أصبح في إمكاننا أن نتحدث حقيقة عن المعرفة بظروف تحركات غلافنا الجوي وبالتالي عن الأحداث المكونة للنطاقات المناخية الحالية . ونحن لا نجد أمامنا أي نموذج لدورة هوائية لمناخ قديم ممثلا في آثار مباشرة كي يحقق مفهوم استمرار مناخي .

ويضاف إلى ذلك أمر آخر . فالآثار القليلة الغير مباشرة للمناخات القديمة ، والخاصة بكل نظام من نظم النطاقات المناخية السالفة على سطح الأرض توضح بالتأكيد أمراً معيناً وهو : أن أي نظام من تلك النظم لا يطابق نظام الحاضر . وتستوي في هذا كل النظم سواء في ذلك إرتباطها بصورة عامة بالإشعاع الشمسي أو بالعوامل المناخية الأرضية المصدر (موضع القطب ، وتوزيع اليابس والماء ، وارتفاع الجبال وإتجاهات مضاربها ، ووجود غطاءات جليدية) .

ولقد تثار هنا مسألة ما إذا كان الدوام الشمسي حقيقة ظل ثابتاً باستمرار . وعلى الرغم من أن التعرض لهذه المسألة مهم ، فإن هنالك أمراً أهم بالنسبة لموضوعنا هذا يتمثل في أن الطبقة السفلى من التروبو سفير ذات الأهمية المناخية ، كانت أبرد في أوج فترة الفورم الباردة من وقتنا الحالي بنحو ٥ — ٦ درجة مئوية . وعلى العكس من ذلك كانت تلك الطبقة أدفأ من وقتنا الحاضر بحوالي نفس القدر (٥ — ٦ درجة مئوية) في القسم الأول من الزمن الثالث (وفي معظم الزمن الثاني ، قارن جلرت Gellert ١٩٥٨) .

وقد كانت المؤثرات الأرضية على المناخ في جميع العـــصـــور الجيولوجية مختلفة كل الإختلاف عنها في الوقت الحاضر . ولهذا يبدو لنا أنه من غير المناسب هنا أن ننظر إلى كل المناخات القديمة للأرض على أنها مجرد منوعات أو أنماط معدلة من ظروف الدورة المناخية الحالية ،وذلك بناء على ظروف المناخ الحاضر وحدها . ومثل هذا يصنع الصعوبات بالنسبة لبعض المسائل التي تختص حتى بأقرب فترة للحاضر وهي فترة فورم الباردة . فنحن لا نستطيع مثلا أن نكون صورة دقيقة — رغم كثرة وجود كثير من الآثار — عن مناخ لوس التندرا القاري الذي تكون في أوج جليد الفورم ، ذلك الأوج (وسط الفترة) الذي

تميز بصيف شمسه عالية ، وبثروة حيوانية غنية وفرت الغذاء الكافي للصيادين الأوريجناسيين Aurignac . ويرجع السبب في ذلك إلىأننا نفتقر الآن إلى وجود مناخات على الأرض صالحة للمقارنة ، إذ أن ما نراه الآن منها مجرد أنماط من مناخات التندرا القطبية المحيطية التي تتميز بشمس مائلة ، وبغلاف أبدي من الضباب . ولكننا نستطيع ، ولنا بعض الحق ، أن نقرر من مناخ الحاضر مميزات مناخ فترتي إيم Eem وهو لشتاين Holstein الدفيئتين . كما نستطيع ، ولنا بعض الحق أيضاً ، أن نستنبط من مناخ الفورم سمات مناخ فترتي ريس ومندل الأوربيتين ، ذلك أن جليدي ريس ومندل يماثلان جليد الفورم في أوربا على وجه التقريب . أما بالنسبة لفترة جونز فقد كانت غطاءاتها الجليدية الألبية والشمالية (خصوصاً غطاء شمال أوربا) أصغر بكثير منها في الفترات اللاحقة ، ومن غطاء شمال أوربا في تلك الفترة لم يعثر حتى الآن على آثار يعتد بها ، على الرغم من وجود دلائـــل أخرى تشير إلى إحتمال حدوث قدر من التبريد أثناء فترة جونـــز يضاهي القدر الذي حدث في فترة فورم ، وباختصار يمكننا القول بأنه كلما توغلنا في الماضي، كلما ازداد الغموض والإلتباس واشتدت صعوبة التعرف على سمات المناخ ،وكلما كانت المحاولة لوضع نظام الدورة الهوائية الحالية كأساس للتعرف على النظم المناخية القديمـــة (وبالتالي اعتبار تلك النظم منوعات أو نظم معدلة للنظام الحالي) أبعد عن الدقة والصواب .

وبسبب هذه الظروف يبدو لنا أنه من المفيد أن نحاول إستخدام طريقة بحث أخرى . فبدلا من أن نبدأ بالحاضر ، نحاول تتبع تطور العوامل الأرضية المؤثرة في المناخ من الماضي للحاضر . وينبغي لنا أن نستفيد من معرفتنا بأن المليون سنة الأخيرة التي يضمها الزمن الرابع

بتغيراتها المناخية السريعة ، كانت بمثابة فترة شاذة واضحة المعالم في تاريخ التطور المناخي الأرضي في الفترة الزمنية التي ابتدأت بانتهاء عصر الجليد الذي حدث في أعلى الزمن الأول . وقد دامت تلك الفترة أكثر من مائتي مليون سنة ، كانت الأحوال المناخية خلالها أكثر تناسقاً وتجانساً . ويمكننا الآن أن نختار نقطة بداية من خلال هذه الفترة الطويلة المستمرة ، ومنها نبدأ في تتبع هذه العوامل المناخية الأرضية المتغيرة ، والتي يمكن التعرف عليها بصورة أوضح كلما تقدمنا واقتربنا أكثر فأكثر من عصر الهولوسين ، إلى أن نصل بالتدريج إلى النقطة المعلومة المؤكدة لمناخ الحاضر .

ونحن مع هذا نضع الحاضر نصب أعيننا باستمرار ، لكن بدون أن نعتبره نموذج تفكير لمناخ تلك الأزمان القديمة نبدأ به ونتقيد بحدوده . ونقطة البداية في رأينا ينبغي أن تكون دوراً مناخياً مستمراً طويلا ، وأن ينأى عن فترة الزمن الرابع المضطربة ، ولكن ينبغي أن يكون هذا الدور المناخي قريباً من الحاضر بدرجة كافية ، حتى يمكن أن يكون قد ترك آثاراً تكفي لتكوين صورة (غير نظرية) واضحة تماماً . . ولعل أفضل فترة نختارها لهذا الدور هي تلك الفترة الطويلة التي تمتد من عصر الإيوسين حتى عصر البلايوسين الأسفل . ففي خلال تلك الفترة التي امتدت حوالي ٥٠ مليون سنة احتفظت الأرض كلها حتى عروض عليا بمناخ دافىء متجانس ، وبهذا نصل إلى مفهوم « الأرض المدارية القديمة » (بيدل ١٩٦٢) . وفضلا عن ذلك فقد حاولنا في موضع سابق من هذا البحث أن نوضح ان المعدل الحراري أثناء تلك الفترة قد تناقص بدرجة من البطء، لم يحدث معها، حتى البلايوسين الأعلى . تحول جوهري في بناء التربة وظروف التعرية في جنوب وسط أوربا (٤٦,٥ — ٥٠° شمالا) .

ولم تحو «الأرض المدارية القديمة» أي نوع من المناخات الباردة، باستثناء القلنسوات الجليدية القطبية المحدودة الرقعة آنذاك . وقد كانت الأقاليم القطبية تتميز بمناخ يشبه على وجه التقريب مناخ «الإقليم المعتدل» الحالي (شفارتزباخ Schwarzbach ١٩٦١ ، خريطة مناخ الزمن الثالث الأسفل ص ١٥٨) . وقد امتدت رقعة المناخات الدافئة التي اقتربت من سمات أنواع المناخات المدارية والموسمية شبه المدارية الحالية،ووصلت حتى أطراف العروض الوسطى من جهة القطبين . ومن ثم فقد إتسع نطاق الدفء الإستوائي على الأرض،وشمل ما يزيد على ٧٠ ٪ من مساحة سطحها (يقتصر الآن على نحو ٤٨ ٪ فقط من سطح الأرض) ولكنه مع ذلك لم يكن ، بحسب كثير من الشواهد ، أكثر حرارة حتى في قلبه منه في وقتنا الحاضر .

وتشير الأدلة الجيولوجية والباليونتولوجية أيضاً أن الإنخفاض الحراري الإقليمي صوب القطب قد حدث بصورة تدريجية تماماً ، فلم يعتريه الشذوذ أو التغير الفجائي . ونتيجة لضيق شقة الإختلاف الحراري بين القطب ودائرة الإستواء ، تضاءل التباين بين نطاقات الضغط ، ومن ثم فقد ضعف الباعث أو المحرك الرئيسي للتصنيف المناخي النطاقي . وهناك ظروف أخرى آزرت وعززت هذهالظاهرة: فالجبال الشامخة لم يكن قد تم ظهورها بعد (رفع جبال الألب وغيرها من المناطق الجبلية الألبية النمط لم يبلغ شأوه إلا في عصر البلايوسين) . وفي نفس الوقت إتسمت المسطحات المائية العالمية (مع إنعدام وجود غطاءات جليدية) بحرارة عالية متناسقة متجانسة وبارتفاع مستواها،واتساع رقعتها على حساب اليابس.وحتى الأحواض

القارية الداخاية كانت حتى في أواسط عصر البلايوسين مليئة بالمياه مكونة لبحار داخلية فسيحة أو بحيرات ضخمة .

وهذا كله يعني سيادة نظام خاص للدورة الهوائية يختلف عن نظامها الحالي ، وأهم من ذلك أن نظام تلك الدورة كان ضعيفاً . وإذا ما افترضنا إمكانية وجود جبهة قطبية كالتي نعرفها حالياً في جو الأرض حينذاك ، كان عليها أن تتواجد قريباً من القطب فوق دوائر عرض قصيرة مفتقدة لمعين كبير من هواء بارد . وبالمثل كان على نطاقات هبوب الرياح الغربية — إذا كان لها حينذاك وجود — أن تقع دانية من القطب (فلون ١٩٦٣) . ونحن لا نعرف آثاراً من هذا أو من ذاك . وبالمثل نحن لا نعرف دلائل من ذلك العصر لنطاقات ضغط مرتفع شبه مدارية واضحة . والأمثلة التي سبق أن أوردناها من فترات بورديجال Burdigal وتورتون Torton وبونت Pont في وسط أوربا، تشير إلى أن رياحاً منتظمة شرقية شبيهة بالتجارية (أغلب الظن أنها كانت ضعيفة) كانت تسود الأرض من خط الإستواء إلى داخل العروض الوسطى ، وهو وضع يناسب الصورة الحرارية «للأرض المدارية القديمة » التي اتسعت وامتدت تجاه القطب .

ولا شك أنه كانت توجد مناطق صحراوية مدارية آنذاك ، ولكنها كانت أكثر ارتباطاً بالجهات الداخاية والسواحل الظليلة Lee من القارات، منها بنطاقات الضغوط المرتفعة المستقرة . وفضلا عن ذلك فإنه من الممكن هنا وهناك في مجال هبوب هذه التيارات الشرقية العامة أن تنشأ مناطق جافة وصحراوية على الجوانب الظليلة Lee - sides من كل نطاق جبلي . وفي نفس الوقت مناطق مطيرة أو غزيرة المطر على الجوانب المواجهة للرياح المطيرة Luv - sides من

تلك النطاقات الجبلية ، مثلما يحدث اليوم أيضاً في نطاق مناخ الرياح التجارية المنتظمة في المحيط الهادي . فهنا نجد من الممكن حتى في الجزر الصغيرة جوانب منها رطبة مطيرة ، وأخرى ظليلة « صحراوية » جافة ، نظراً لندرة غزوات الهواء القطبي ، وما يتبعها من إثارة النشاط الإعصاري وتكوين جبهات دافئة في الغلاف الجوي . هذا وقد كانت الأرض كلها حينذاك ما تزال أكثر « محيطية » منها في وقتنا الحاضر .

وإذا ما كان التقسيم النطاقي العرضي (بالنسبة لدوائر العرض) « للأرض المدارية » على هذه الحال من الضعف وقلة الوضوح ، فإننا نتوقع اضمحلال بواعث هبات الرياح في إتجاه طولي meridional على نطاق واسع . . .

وكمثل حال التباين الإقليمي كان الوضع بالنسبة للتمايز الزمني : فالتحول من مواسم مطيرة إلى أخرى جافة ، كالذي يسود القسم الأكبر من النطافات المدارية الحالية ، كان أقل وضوحاً منه حالياً ، وفي هذا الإتجاه قام روتي Rutte (١٩٥٦ — ١٩٦٣) وتلاميــذه بأبحاث مثمرة لفترتي سارمات Sarmat وبونت Pont في تكوينات مولاسي Molasse المياه العذبة في جنوب ألمانيا . فأشجار الإسفندان كانت حينذاك تنفض أوراقها بانتظام خلال العام كله ، بينما نجد في وقتنا الحاضر نفس الفصيلة الشجرية أو أقرب الأنواع الشجرية إليها تنفض أوراقها موسمياً بسبب تغير الحرارة أو الرطوبة على حد سواء . وبعض أنواع القشريات (السرطان القشري) التي تتكاثر اليوم سنوياً باستمرار ، والتي لهذا تتميز حفرياتها بطبقية موسمية ، ومن ثم تتخذ مشيراً حفرياً ممتازاً للتغيرات الفصلية ، لا نجد بقاياها من ذلك العصر تتميز بتلك الصفة . ومثل هذا ينطبق على كثير من الأحياء التي ترجع إلى ذلك العصر والتي تتصف الآن بنظام حياة فصلية واضح .

وتتفق كثير من الشواهد البيولوجية التي أوردها روتي Rutte مع الصورة التي وصفناها : فدرجة حرارة المياه على مدار السنة كانت عالية ومتجانسة إلى حد كبير . ومما تجدر ملاحظته أن تلك المشاهدات ترجع إلى أواخر عصر « الأرض المدارية القديمة » . وقد أكد روتي Rutte ، ومعه كل الحق ، أنه لا يوجد على وجه الأرض حالياً مثيل لتلك الظروف المناخية التي سادت جنوب ألمانيا آنذاك،لا في النطاق المداري ولا في النطاق دون المداري .

وعلى العموم كان النطاق الحار الواسع الأرجاء أثناء عصر « الأرض المدارية القديمة » يتسم مكانياً وزمنياً بالإنتظام والتناسق في كل عناصر طقسه ، بعكس النطاق المداري ودون المداري الحالي الأضيق منه رقعة ، والذي يتسم رغم انكماش مساحته بالتباين والتغير المناخي ولذلك فقد استطاع كثير من أشكال الحياة البقاء أثناء عصر « الأرض المدارية » خلال فترات جيولوجية طويلة دون تغيرات جوهرية . ويمكننا أن نشاهد مثيلا لتلك التغيرات المناخية غير الواضحة في الجزر المحيطية ابتداء من خط الإستواء حتى عروض عليا .

د ـ التمايز النطاقي لنظام الدورة الهوائية في عصر البلايوسين :

بالنظر إلى الشكل قم (١) يتضح لنا أن عصر البلايوسين كان جافاً في الهامش الشمالي للصحراء الكبرى . بينما كان رطباً باستمرار في هامشها الجنوبي . وقد أتى التحول المناخي المزدوج في

فترة فيلافرانكا Villafranca بتغيرات جوهرية في ظروف شمال الصحراء وفي جنوبها أيضاً . ففي الشمال بدأت سلسلة تتابع الفترات المطيرة التي كانت في جوهرها ذات ارتباط وثيقبالفترات الباردة، ومن ثم يمكننا أن نطلق عليها تعبير « فترات المطر القطبية » . أما في جنوب الصحراء فقد بدأت فترة جافة طويلة لم تنته إلا في البلايوستوسين الأعلى (الحديث) حين ظهرت فترة رطبة واضحة ذات طبيعـــة « إستوائية » . وتنبغي الإشارة هنا إلى أن أصل نشأة فترة الرطوبة التي حدثت في البلايوسين في جنوب الصحراء يختلف بعض الشيء عن هذا النمط الإستوائي الذي أشرنا إليه .

وفي غضون عصر البلايوسين تراجع الهامش الشمالي من النطاق المناخي الحار « للأرض المدارية القديمة » في النصف الشمالي من الكرة الأرضية من حوالي ٦٠° شمالا إلى نحو ٤٥ ــ ٥٠° شمالا . ويبدو أن نفس هذا التغير قد حدث أيضاً في النصف الجنوبي . هذا الإنكماش الذي إعترى النطاق الحار قد صحبه على ما يظهر تحول في التركيب الداخلي في الطبقة السفلى من الغلاف الجوي . . فقد حدث تمايز إلى نطاقات أدق وضوحاً وتحديداً .

ويمكننا أن نتصور الآتي على وجه التقريب : بنفس القدر الذي كان ينكمش به هامش النطاق المداري ، كان التبريد يزداد في القلنسوات القطبية ، وفي نفس الوقت كانت مساحاتها تتسع باستمرار ، وبالتالي كانت تدفع « بالجبهات القطبية » التي تقع على تخومها والتي كانت تزداد قوة ، صوب خط الإستواء ، ومن ثـــم كانت تزداد قرباً منه . وكلا الطرفين عملا على تقوية الإنحدار الحراري العام ، ومن ثم تقوية التمايز النطاقي للضغط .

وفي البلايوسين الأسفل تكون أولا نطاق جاف في الهامش الشمالي من الصحراء . . ولقد نرى في هذا النطاق بداية تكوين نطاق ضغط مرتفع دون مداري ، ذلك النطاق الذي أخذ خلال البلايوسين الأوسط والأعلى يتسع صوب الجنوب، حتى وصل في فترة الإنتقال بين البلايوسين والبلايوستوسين إلى موضع عروضه الحالية فيما بين ١٨–٣٣° شمالا. ولكن في أثناء فترة أستي Asti الأعلى وأوائل فيلافرانكا لم يكن قد اتصل به بعد من جهة القطب مناخ البحر المتوسط (كما في وقتنا الحاضر) الذي تسوده شتاء هبات الهواء القطبي . ولم يكن يلي ذلك (صوب الشمال) نطاق مناخ الرياح الغربية المعتدل المطير صيفاً . بل أكثر من ذلك كان مناخ وسط أوربا في فترة فيلافرانكا ما يزال شبه مداري حار ، وتتابع فيه حدوث مناخ الإستبس الجافة ومناخ الغابات الرطبة ، ولكنه لم يكن يتعرض لغزوات الهواء القطبي إلا قليلا . ولم يكن شتاؤه بارداً بعد . وفي تلك الفترة نجد بدايات ضعيفة نوعاً للتجوية الميكانيكية ولعمليات التعرية النهرية وتكوين الأودية .

وعلى العموم يمكن القول بأن التمايز المناخي النطاقي الذي ابتدأ بالفعل في عصر البلايوسين قد استمر وازداد وضوحاً في القسم الأول من فترة فيلافرانكا ومع ظهور وتكوين نطاق الضغط المرتفع دون المداري، نشأت الصحراء الكبرى الافريقية مبتدئة من الشمال كنطاق جاف مغلق . وهذا لا ينفي أن أجزاء من الصحراء كانت قبل ذلك تتصف أحياناً بمناخ «حار جاف» ، ولكنه لم يكن يصل في تطرفه للمناخ الصحراوي السائد في وقتنا الحالي (Schwarzbach 1953) . ومن المحتمل أن النطاق المداري المطير الذي ضاقت رقعته نتيجة لنشوء الصحراء قد كسب في نفس الوقت الصفات المثالية للنطاق المداري الحالي ، وذلك بسبب التتابع

الفصلي الواضح في هبوب الرياح التجارية والغربية ، وما تبع ذلك من تعاقب فصلي المطر والجفاف .

(هـ) ظهور الدورة الهوائية وعـــدم انتظام تتابـــع الفترات المطيرة الصحراوية في البلايوستوسين :

فيما بين فترتي التدهور (التبريد) المناخي الأولى في مرحلةالانتقال بين أستي وفيلافرانكا ، والثانية في بداية أقدم فترة باردة بلايوستوسينية (حوالى الجزء الأخير من فترة فيلافرانكا) تقع فترة دفيئة طولها بين ٢٠٠,٠٠٠ — ٣٠٠,٠٠٠ سنة . وينبغي أن نشير هنا إلى أن الوصول إلى ما يقرب من المستوى الحراري الذي نجده في الفترات الدفيئة (غير الجليدية) التالية،وفي عصر الهولوسين في وسط أوربا،لم يحدث في بداية هذه الفترة الزمنية وإنما في نهايتها . ولم تكن سوى العوامل المناخيـــة المرتبطة بالاشعاع الشمسي هي التي كانت (أثناء تلك الفترة الدفيئة) تماثل شبيهاتها في الوقت الحاضر . أما العوامل الأرضية فقد كانت مختلفة تمام الاختلاف عنها في عصرنا الحالي . كما وأن التدهور المناخي تجاه أول فترة باردة قد حدث تحت ظروف مغايرة . ونحن لا نعرف حتى الآن آثاراً مؤكدة لجليد فترة ما قبل جونز Pre - Guenz الباردة ، كما وأننا نفتقر إلى وجود آثار واضحة لفترة جونز ذاتها في كثير من المناطق ، فهي في هذا دون غيرها من الفترات الجليدية اللاحقة . ومعروف أن تراكم الجليد فوق مساحات كبيرة وبكميات ضخمة هو بلا شك نتاج لتأثيرات مناخ الفترة الجليدية .

وبازدياد شدة التأثير على هذا النحو فقد تبعه في الفترات الباردة تشكيل جديد للدورة الهوائية . فالجبهة القطبية في نصف الكرة الشمالي التي كانت تمتد إلى حوالى دائرة العرض ٦٠° شمالاً ،والتي تصل اليوم

إلى حوالى ٤٥° – ٥٠ شمالاً ، تقدمت حتى وصلت إلى ما يقرب من دائرة العرض ٣٠ شمالاً ، ووصلت بذلك على امتداد طولي إلى ما يقرب من محيط دائرة عرضية كبيرة . وقد نتج عن ذلك أن تضخم مخزن الهواء البارد للقلنسوات واشتد تبريده حينذاك ، كما أن الطبقة السفلى من التروبوسفير ، كانت تتكون في الشتاء الشمالي مما يقرب من ٣٠٪ من كتل هوائية كانت تهبط درجة حرارتها من درجة التجمد إلى ما دونها بكثير . ويظن أن مثل هذا التبريد بتلك الأبعاد قد حدث في جو الأرض منذ نحو ٢٠٠ مليون سنة ، ولربما لم تقم هذه الحال على وجه الأرض من قبل إطلاقاً .

وتأثير هذا التبريد الشديد على الدورة الهوائية كان ينبغي أن يمارس فعله على النحو الآتي : بسبب استمرار تقدم كلا الجبهتين القطبيتين تراجعت نطاقات المناخ الحار نحو خط الاستواء ، وازداد التمايز في الحرارة وفي الضغط ، ومن ثم اشتد ساعد متوسط سرعات الرياح ، وأصبحت لذلك نطاقات الضغط المرتفع دون المدارية ونطاق الضغط المنخفض الإستوائي أكثر وضوحاً رغم انكماشها .

وقد انطبع هذا التأثير بتأثير آخر : فمن مخازن الهواء البارد التي عظمت ضخامتها ، خصوصاً من مخزن النصف الشمالي من الكرة الأرضية الغني باليابس، كانت تندفع مع اشتداد انحدار الضغط في كثير من الأحيان ألسنة عملاقة من الهواء البارد نحو خط الاستواء . وقد كانت الجبهة القطبية تبدو حينئذ في صورة شديدة التسنن . وكانت ألسنتها تقطع نطاق الضغط المرتفع دون المداري، خصوصاً في الشتاء الشمالي، إلى خلايا (قطاعات) منفردة . وقد كانت هبات الهواء البارد تنجح ، بصورة أكثر تكراراً ووضوحاً منها اليوم ، في الوصول إلى داخل النطاق المداري كأعاصير مطيرة . وباستمرار اشتداد التمايز في نطاقات الضغط

تحللت النطاقات المناخية الحارة بواسطة اشتداد ظهور الدورة الهوائية الطوليــة Meridional Circulation التي شرحهــا فلورن Flohn (١٩٥٢ ، ١٩٦٣) وغيره (مثل بوسر Poser ، ١٩٥٣) أثنــاء الفترات الباردة .

ونأتي في النهاية إلى مسألة عدم الانتظام في تتابع فترات المطر في شمال الصحراء وفي جنوبها . وهنا ينبغي لنا أن نستطرد بعض الشيء لتفهم هذه المسألة .. لم تأت الصورة التي على أساسها تمكن فلون Flohn وبوسر Poser (١٩٥٣ ، ١٩٦٥) وجودة (١٩٦٢ و ١٩٦٦) وغيرهم من الكشف عن هيئة مناخ فترة الفورم إلا في البلايوستوسين الحديث . ومن ثم فإنه يجب أن تكون هناك خصائص معينة لصورة « مناخ العصر الجليدي » ممثلة في فترة الفورم قد تطورت ونمت تدريجياً أثناء عصر البلايوستوسين كله ،ثم اكتملت أخيراً في فترة الفورم . ولا شك أن تلك الخصائص قد ظهرت وتبلورت نتيجة لعوامل مؤثرة معينة .. فأي العوامل كانت هذه ؟ .. لاريب أنها كانت أرضية النمط على الخصوص . وهنا يمكننا أن نتقدم بأربعة من تلك العوامل الأرضية نجدها ذات ارتباط وثيق ببعضها ،وتوضح خصائص صورة مناخ العصر الجليدي .

العامل الاول : استمرار ارتفاع الجبال في الزمن الرابع :

تشد المسطحات المائية المحيطية من أزر أنماط الدورة الهوائية النطاقية (العرضية) ، بينما يساعد اليابس ، خصوصاً سلاسل المرتفعات التي تمتد من الشمال إلى الجنوب ، في بعث أنماط الدورة الهوائية الطولية ، هذه الاختلافات لا يمكن أن تكون ذات تأثير فعال كامل ، منذ نشوء الدورة الهوائية العامة ، إلا حين ظهور أنماط الدورة الهوائية الطولية ،أي بحلول فترات البرودة في الزمن الرابع . ومثل هذه الأنماط من الدورة الهوائية

الطولية من الممكن أن تنمو وتنتشر بصورة أوضح فوق نصف الكرة الشمالي الغني بيابسه . وقد ازداد هذا التأثير على مدى فترات الزمن الرابع .

وهناك من الشواهد (لكنها قليلة) ما يشير إلى أن بعضاً من الجبال لم يبرز بالرفع إلا قليلاً قبل البلايوستوسين الأسفل ، أي أن تلك الجبال كانت قبله منخفضة عنها في وقتنا الحاضر . ولكننا نعتبر هذا العامل (وهو استمرار رفع الجبال أثناء الزمن الرابع) أضعف العوامل الأربعة،وأقلها أهمية في تحديد خصائص مناخ العصر الجليدي ، نظراً لأنه لم يرق إلا لمرتبة الافتراض أو الاحتمال ، وذلك لصعوبة العثور على شواهد أكيدة تعزز حدوث رفع ذي بال .

العامل الثاني : تكوين الغطاءات الجليدية في النصف الشمالي من الكرة الارضية :

لم يصحب فترات ما قبل جونز الباردة تكوين غطاءات جليدية ضخمة في النصف الشمالي من الكرة الأرضية ، سواء كانت العلة في ذلك ضعف نسبي في رفع كثير من الجبال،أو كانت ترجع لأسباب مناخية (مثال ذلك قلة في انخفاض خط الثلج) . وفي فترة جونز تكون قسم عظيم من غطاء جليد النصف الشمالي الذي اتسع وبلغ أوجه في أثناء الفترات الباردة اللاحقة. وكذلك الغطاء الجليدي الجرينلندي العظيم قد اكتمل نموه ، وكان يمتد بارزاً فوق شمال المحيط الأطلسي . ومنه كانت تندفع – كاليوم ولكن بصورة أضخم وأكثف – كتل هوائية

قطبية إلى الجانب الغربي من العالم القديم[1] .

ومن بعد ذلك ، خصوصاً في فترة مندل (إلستر) ، اكتمل بناء الغطاء الجليدي الأوربي الشمالي الذي امتد من جزر فرانز — جوزيف — لاند Franz - Josef - Land إلى جنوب أيرلندا فوق مساحة بلغ طولها

---

(١) بواسطة ازدواج جوار النطاق القطبي (شمال امريكا الشمالية — المحيط القطبي — سيبريا) الذي اشتد تبريده بمجالات وصول تيار الخليج الدافىء المسئول عن توريد كميات عظيمة من التساقط (الثلجي) الى ذلك النطاق ، نرى أن الافتراض الآتي قريبا من الصواب ، ومؤداه أن أول تجميد لجزيرة جرينلندا قد حدث قبل نشوء الغطاءات الجليدية الاخرى فوق القارة الامريكية الشمالية . لكننا نشك في حدوث مثل هذا التجليد المبكر في مجال بحر بارينتس الضحل . فبناء على الابحاث التي قامت بها بعثة شتاوفرلاند Stauferland الكشفية، كان هذا البحر أثناء الزمن الثالث كله أرضا يابسة ثم غمرته المياه نتيجة لهبوط تكتوني في فترة سبقت جليد البلايوستوسين (Wirthmann ١٩٦٢) واذن فمتى تحول هذا البحر الذي كان آخذا في الهبوط التكتوني الى ارض يابسة مرة اخرى مع الانخفاض الايوستاتي العالمي على مر فترات عصر البلايوستوسين، وأصبح بذلك رصيفا أرضيا صالحا لتراكم غطاء جليدي داخلي ! هذا التوقيت لم يثبت بصورة مرضية حتى الآن . وعلى العكس من ذلك امكن على وجه التأكيد اثبات أن بحر بارينتس في فترة فورم الباردة كان يحمل ، من هامشه الشمالي (سبتس بيرجين — فرانس — جوزيف — لاند) حتى حوافه الشرقية (نوفايا زيمليا) غطاء جليديا بلغت مساحته نحو ٨٠٠،٠٠٠ كم٢ (بيدل ١٩٦٢) . واذا ما افترضنا سمكا لهذا الغطاء مقداره في المتوسط ٥٠٠ متر ، فان ذلك يعني قدرا من الجليد يصل الى نحو ٤٠٠،٠٠٠ كم٣ أو ٣٦٠،٠٠٠ كم٣ من الماء وهذا القدر يقابل ارتفاعا (أو انخفاضا) في منسوب المحيطات العالمية مقداره مترا واحدا .

زهاء ٤٠٠٠ كيلومتر ، واتساعها نحو ١٧٠٠ كيلومتر ، وبارتفاع (سمك) بلغ مقداره حوالى ٣ كيلومتر ، وبذلك شمل امتداده المساحة الممتدة من المنطقة القطبية إلى دائرة العرض ٥٢ ° شمالاً تقريباً . ومن ثم فقد تحلل نطاق هبوب الرياح الغربية ، ونطاق الضغط المرتفع دون المدارى أثناء الفترات الباردة ، وذلك بواسطة غزوات الهواء البارد بدرجة لم تحدث من قبل على وجه الأرض .

العامل الثالث : الانخفاض الايوستاتي التدريجي لمنسوب البحار العالمية أثناء فترات الدفء فيما بين الجليد :

وهناك عامل ثالث عمل على تقوية هذه الدورة الهوائية الطولية التي كانت تزداد وضوحاً من فترة جليدية لأخرى فوق النصف الشمالي من الكرة الأرضية ، هذا العامل يتمثل في الهبوط الإيوستاتي التدريجي المستمر في مستوى مياه البحار العالمية في غضون الزمن الرابع ، نتيجة للنمو التدريجي الدائب للغطاءات الجليدية أثناء الفترات الباردة .

وقد كانت البحار الضحلة (الرفرفية Shelf - seas) التي أضحت أرضاً يابسة أثناء فترة الفورم (كبحر بارينتس Barents - Shelf - sea) بل أصبحت أثناءها تحمل درعاً جليدياً سميكاً ، كانت أثناء الفترات الباردة الأقدم ما تزال مسطحات مائية بحرية ، ومن ثم كانت تناسب وجود الدورة الهوائية النطاقية . وبسبب قلة اتساع وامتداد القلنسوات القطبية الباردة أثناء القسم الأسفل من عصر البلايوستوسين ، كانت مياه البحار العالمية المرتفعة المنسوب أكثر حرارة ، يستوى في ذلك مياه المحيط العميقة الباردة ، ومياه التيارات المائية البحرية السطحية الباردة ، تلك التيارات التي تستمر في الشكل والتكوين فيما يسمى الآن بتياري همبولت وبنجويلا

الباردين اللذين ينتهيان إلى التيار الاستوائي الجنوبي في المحيطين الهادي والأطلسي »[1] .

وينبغي أن نشير إلى أهمية تأثير تكوين القلنسوة الهوائية القطبية فوق القارة القطبية الجنوبية . فقد تبع تكوينها نشوء الغطاء الجليدي الضخم الذي عزز وقوى بدوره من بناء القلنسوة الهوائية الباردة . ومن هوامش تلك القلنسوة الهوائية الباردة تصدر الكمية الهائلة من المياه العميقة الباردة في المحيطات الثلاثة الهادي والأطلسي والهندي . وإذا ما حدث وذاب الجليد المتراكم فوق اليابس حالياً ، فإن منسوب البحار العالمية يرتفع اليوم بنحو ٦٦ متراً (هوينكز Hoinkes ١٩٦١ ، وفلون ١٩٦٣) ، ويدخل في هذا الرقم حساب انتشار واتساع المسطحات البحرية العالمية بواسطة الطغيان على الأراضي اليابسة المنخفضة .

ومع ارتفاع حرارة مياه المحيطات في الفترة التي سبقت تكوين الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي ، كان ينبغي أن يرتفع منسوب البحار العالمية بنحو ٧٠ متراً (مقابل ٦٦ متراً في وقتنا الحاضر إذا ما ذاب الجليد الحالي) ، وذلك بسبب تغير كثافة مياه البحر وحدها (أنظر هامش١) وإذا ما افترضنا أنه في أوائل عصر البلايوستوسين ، قبل حلول أول فترة باردة ، كانت أيضاً كل الثلاجات والغطاءات الجليدية الداخلية (خصوصاً غطاء جرينلندا) ليس لها وجود بعد ، فإن ذلك يعني ارتفاعاً

---

(١) يرى فلون (١٩٦٣) أنه بارتفاع حرارة البحار العالمية آنذاك بمقدار ٥ درجة مئوية، ارتفع منسوب تلك البحار بمقدار ٦٦ر٢ متر وذلك بسبب تغير كثافة المياه وحدها . وحينما تأخذ درجة حرارة المياه العميقة في البحر المتوسط كأساس لحساب حرارة المحيطات العالمية كلها حينذاك ، فاننا يمكن أن نتوقع ارتفاعا في منسوبها العام يصل الى ٥ متر .

آخر لمنسوب المحيطات مقداره بين ٧ ــ ٨ متر. وحين نعتبر بعضاً آخر من الظروف الثانوية ، فإن مقدار الارتفاع في منسوب البحار العالمية يصل إلى ٧٥ متراً على الأقل ، وذلك أثناء الفترة التي سبقت تكوين الغطاءات الجليدية فوق اليابس .

والسؤال الآن : متى اكتمل تكوين الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي ، ذلك الغطاء الذي يعتبر منذ تكوينه السبب الرئيسي في الهبوط الإيوستاتي لمنسوب البحار العالمية ؟.

العامل الرابع : تكوين الغطاء الجليدي فوق القارة القطبية الجنوبية :

وهنا يستدعي الأمر أن نتساءل : في أي وقت ارتبطت الحقيقة المعروفة الخاصة بالهبوط الإيوستاتي التدريجي لمنسوب البحار العالمية في غضون عصر البلايوستوسين ببناء الغطاءات الجليدية الداخلية خصوصاً الغطاء الأنتاركتيكي ؟ . لقد تحقق وجود المناسيب البحرية العالية القديمة على الخصوص على سواحل البحر المتوسط ، كما ثبت وجودها على سواحل البحر الأحمر وسواحل أخرى في جنوب آسيا ، وكذلك على السواحل الأطلسية لغرب أوربا وأمريكا الشمالية ، أي في نطاقات تأثرت على الأقل جزئياً بحركات رفع ساحلية واضحة المعالم في الماضي الجيولوجي القريب . ونحن لهذا السبب نستبعد أقدم تلك المناسيب الممثل في الرصيف الكالابري (فيلافرانكا) من هذه الدراسة . فهو يقع غالباً على ارتفاع نحو ١٨٠ متراً فوق منسوب البحر الحالي ، لكنه في معظمه من حيث الشكل والنشأة يمثل سطحاً قديمة رفعت تكتونياً ، وهو يمتد وراء سواحل كالابريا فوق أشرطة فسيحة من اليابس . ويبدو لنا أن هذا المستوى لا يمثل منسوب البحار العالمية ، حتى بالنسبة لأوائل عصر البلايوستوسين (أنظر جودة ١٩٦٦ ص ٢٩٦) ، وقد استبعده شفارتزباخ Schwartzbach (١٩٦٦) أيضاً في أبحاثه من نظام الأرصفة البحرية الإيوستاتية التابعة لعصر البلايوستوسين .

وتبدأ سلسلة المناسيب البحرية البلايوستوسينية في رأينا بالرصيف الصقلي الذي يحدد معالم منسوب البحار العالمية عند منسوب حوالى ١٠٠ متر لفترة دفيئة سابقة لفترة جونز الباردة . وقد أمكن بواسطة الرصيف الميلازي تحديد منسوب البحار العالمية لفترة جونز — مندل الدفيئة بارتفاع ٦٠ متراً فوق منسوبها الحالي . أما منسوب البحار العالمية في فترة مندل ريس الدفيئة الطويلة فيحدده الرصيف التيراني رقم(١) على ارتفاع يتراوح بين ٢٨ — ٤٠ متراً . ويحدد رصيف موناستير أو التيراني رقم (٢) الذي يقع على ارتفاع يتراوح بين ١٨—٢٠ مترا ، المنسوب العالمي للبحار في فترة ريس — فورم الدفيئة .

ومن الطبيعي أن تقع هذه المناسيب العالية دائماً في الفترات الدفيئة. وهذه الفترات الدفيئة البلايوستوسينية تتفق مع بعضها وتتماثل في معدلاتها الحرارية ، وأيضاً مع المعدل الحراري لعصر الهولوسين . وعلى الرغم من ثبوت هذه الحقيقة فإن الفترات الدفيئة القديمة كانت تصاحبها مناسيب أعلى للبحار العالمية . بمعنى أن منسوب البحر كان ينخفض باستمرار بتوالي الفترات الدفيئة برغم تماثلها جميعاً في المعدل الحراري . فمنسوب البحر في الفترة الدفيئة الحالية أدنى منه في فترة الدفء السابقة (ريس — فورم) ، ومنسوب البحر في الأخيرة كان أدنى من منسوبه في فترة مندل — ريس .

وقد افترض الباحثون لتفسير هذه الظاهرة أسباباً تكتونية في الأغلب الأعم . مثال ذلك تفسير يقول بانخفاض تدريجي في قيعان البحار العالمية أثناء عصر البلايوستوسين . ونحن نرى أن مثل هذا الافتراض يصعب تفسيره ميكانيكياً ، وليس هناك من شاهد أو دليل قوي يسنده . بل على العكس من ذلك فنحن نصادف ظروفاً تعززها الأدلة ضد هذا الرأي . فإن هبوط منسوب مياه البحار العالمية بانتزاع مياههابالتبخير ثم التساقط

الثلجي والتراكم الجليدي فوق اليابس أثناء عصر البلايوستوسين هو بمثابة حقيقة لا مراء فيها . وهذا يعني بطبيعة الحال تخفيف الثقل على القيعان المحيطية. وهذا الثقل المزاح وإن كان صغيراً نوعاً (١٥ — ٢٠ في الألف) وبالتالي قد لا يكون ذا تأثير بين ، إلا أنه يعني على الأقل عدم حدوث ضغط أيزوستاني على القيعان البحرية العالمية[١] .

وإذا ما افترضنا حدوث هبوط في القيعان المحيطية العالمية أثناء عصر البلايوستوسين لأسباب أخرى تكتونية خالصة ، فإن هذا الهبوط التكتوني كان ينبغي أن يصيب النطاقات الساحلية أيضاً . وهنا ينعدم وجود أية آثار أو أدلة في تلك الأرصفة البحرية العالية تشير إلى حدوث هبوط تكتوني لها .

ولهذا وغيره فإنه يبدو لنا أنه من الأوفق ترجيح نظريتنا الآتية :

---

(١) لقد حدث ضغط ايزوستاني بواسطة ثقل الغطاءات الجليدية على أساسها اليابس · وكرد فعل لهذا الضغط الايزوستاتي ارتفع المحيط الهامشي للغطاءات الجليدية بعض الشيء · واحيانا كان هذا يتناول ايضا منطقة بحرية · وهنا نشير الى أن الوزن النوعي للجليد يعادل ٣٣ ٪ من الوزن النوعي لمعظم الصخور السيالية · ونظرا للزوجة الجليد فان قسما منه فقط هو الذي يتحول الى ضغط حقيقي على الاساس الصخري (في المتوسط حسبما شوهد في اسكنديناوه وأمريكا الشمالية حوالي ١٥ ٪)· ولنفس الاسباب كان مقدار الرفع المعاصر له لهوامش الجليد دونه في الدرجة · هذه الهوامش الجليدية لم تكن تحتوي على سوى قسم يسير من القيعان البحرية · وفضلا عن ذلك فان كل هذه الحركات الايزوستاتية كانت تتعادل مرة أخرى أثناء الفترة الدفيئة اللاحقة عن طريق حركات عكسية · ولهذا فان التاثير النهائي لفعل حركات التوازن الجليدية يصبح طفيفا (ويمكن اهماله) على المنسوب العالمي للبحار بالنسبة لفعل الهبوط الايوستاتي على ذلك المنسوب ·

إن أستمرار نمو بناء الغطاءات الجليدية الضخمة في غضون عصر البلايوستوسين، خصوصاً الغطاء الجليدي فوق القارة القطبية الجنوبية، هو المسئول عن الهبوط التدريجي لمناسيب البحار العالمية أثناءالفترات الدفيئة. ومقدار الانخفاض في مستوى البحار العالمية وقدره ٧٥ متراً،الذي حسبناه لتكوين هذه الغطاءات الجليدية،يتفق إلى حد كبير ويتناسب بصورة مرضية مع مقدار الإنخفاض المشاهد حقيقة (على أساس عدد ضخم من الملاحظات والدراسات الفردية المتفقة مع بعضها) وقدره حوالى ١٠٠ متر منذ فترة تكوين الرصيف الصقلي، و ٦٠ متراً منذ فترة تكوين الرصيف الميلازي.

وبناء على ذلك يصح لنا أن نرجح أنه في الفترات الدفيئة التي سبقت الجونز لم يكن للغطاءات الجليدية الكبيرة وجود بعد، وأنها بالتالي لم تستمر من فترة باردة سبقت الجونز إلى فترة دفيئة سابقة له أيضاً، وعلى الخصوص بالنسبة للقارة القطبية الجنوبية.

ولقد صحب فترة جونز تكوين أولى الغطاءات الجليدية الضخمة خصوصاً فوق أمريكا الشمالية وجرينلندا،حسبما تدل على ذلك آثار تلك الفترة. ويصح لنا، والحالة هذه، تفسير المنسوب ٦٠ مترا للبحار العالمية في الفترة الدفيئة التالية،وهي فترة جونز – مندل (الرصف الميلازي) بافتراض استمرار وجود الغطاء الجليدي الجرينلندي،منذ تلك الفترة بشكله ومحتواه الحالي (٧٥ متراً للمنسوب السابق للبحر مطروح منها ٧ – ٨ متراً لتكوين الغطاء الجليدي الجرينلندي بالإضافة إلى ظروف ثانوية ٦٥ متراً). وفي نفس الوقت ينبغي لنا افتراض عدم تكوين غطاء جليدي ذي أهمية حينئذ فوق القارة الأنتاركتيكية، أو على الأكثر مجرد بداية تكوينه.

وعلى العكس من ذلك ينبغي لنا أن نرتضي افتراض تكوين ما يقرب من نصف جليد القارة الانتاركتيكية لتفسير انخفاض مستوى البحار العالمية إلى منسوب ٤٠ متراً ثم إلى ٢٨ متراً أثناء الفترة الدفيئة العظيمة التالية مندل — ريس (الرصيف التيراني رقم ١) . وقد استمر بناء هذا الغطاء الجليدي حتى أصبح حجمه في غضون فترة إيم الدفيئة (الرصيف التيراني رقم ٢ أو الرصيف الموناستيري) يناهز حجمه الحالي ، وبالتالي أضحى منسوب البحار العالمية آنئذ يداني منسوبها في وقتنا الحاضر .

والآراء المعارضة التي يمكن أن تقف في سبيل صحة نظريتنا هذه الخاصة بتأخر تكوين الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي ليس لها في اعتقادنا وزن كبير . من ذلك اكتشاف ركامات « أقدم » توجد أمام هامش جليد منطقة مضيق Mc - Murdo أرجعها البعض لفترة مندل الجليدية عن طريق موازاتها بركامات مشابهة في مناطق الجليد الأخرى ،وهذا ما لا يمكن قبوله بالنسبة للقارة القطبية الجنوبية (قارن Hoinkes ١٩٥٦) ولما كان أوج أقدم جليد أنتاركتيكي (أكثر سمكاً من الجليد الحالي بمقدار يتراوح بين ٣٠٠ — ٨٠٠ متر) أمكن الاستدلال عليه بلا شك أو اعتراض ، يرجع إلى فترة إيم على الأرجح ، فإن تصور إثبات بقاء ركامات أقدم منه صعب للغاية .

وحينما يقول فلينت Flint (١٩٥٧) بأن درجات حرارة مياه قاع المحيط الهادي آخذة في الانخفاض التدريجي البطيء منذ أواسط الزمن الثالث (هذا إذا صح تأريخ رواسب القاع المحيطي العميق) فإننا لا نرى في ذلك دليلاً على أن « جليد القارة القطبية الجنوبية قد بدأ في التكوين في عصر سابق للزمن الرابع ، في المايوسين (!!) أو البلايوسين » . ذلك أنه أيضاً في وقتنا الحالي لا تصدر المياه العميقة الباردة الواردة من

المناطق القطبية من مياه عذبة باردة نابعة من جليد الثلاجات والجبال الجليدية المنصهر ، تلك المياه التي نظراً لقلة محتواها من الأملاح تتدفق على السطح ، وإنما تصدر في الواقع من عملية تبريد المياه السطحية المحيطية في أوائل الشتاء خارج حدود الجليد الحزمي (وخارج هوامش الغطاءات الجليدية أيضاً) ، وهذا ما استطاع فوست Wuest (١٩٢٨) إثباته بالنسبة للقارة القطبية الجنوبية ، وبالنسبة للمحيط المتجمد الشمالي تلعب نفس الأحداث دورها (بالمثل بعيداً عن كل مناطق الجليد الموردة للجبال الجليدية) في أوائل الشتاء على البحار الضحلة (الرفرفية) خصوصاً من الساحل الشمالي لآسيا .

والنظرية التي يمكن أن ننظر إليها بعين الاعتبار هي نظرية فيربريدج Fairbridge (١٩٦١)، التي ترى أن الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي قد بدأ في التكوين التدريجي فيما قبل جونز Pre - Guenz ، وهي النظرية التي لم تسلم من النقد الشديد من جانب فلون (١٩٦٣) .

من ذلك يتضح أن الآراء المناقضة لنظريتنا مردود عليها ولا تقف على قدم . ونحن نرى ، من ناحية أخرى ، أن نظريتنا من القوة بحيث تغنينا عن التعرض لذكر النظريات المساعدة التي تفتقر إلى معين كاف من الأدلة والمشاهدات المحسوسة . وهي فضلاً عن ذلك ، بموازاة فحواها بالانخفاض في المنسوب البحري العالمي ، لاتقف متعارضة مع أي من نتائج الأبحاث الحديثة في القارة الأنتاركتيكية (قارن Hoinkes ١٩٦٧) بل إن كثيراً من النتائج الهامة التي أمكن الوصول إليها هناك تعززها وتشد من أزرها . وهنا نورد بعضاً من النتائج الرئيسية التي تقف بجانب نظريتنا .

فقد تبين أن الأساس الصخري الذي يرتكز عليه الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي يقع أعمق بكثير مما كان يفترض له . فهو يقع « في أصقاع

فسيحة من أرض القارة القطبية الجنوبية قرب منسوب البحر الحالي ، بل إنه جزئياً يقع دون مستوى البحر الحالي بكثير » (أقصى عمق له دون منسوب البحر يبلغ ٢٥٠٠ متر ، هونكيز ١٩٦٧ ص ص ٣٥٩ — ٣٦٠) وحينما نبدأ بافتراض مناسب ، ونصحح المقدار الكلي للضغط الأيزوستاني الحالي على الأساس الصخري (حسب رأي هوينكيز « بضع مئات من الأمتار » ، وحسب المبدأ المشار إليه في هامش صفحة ١٠٨ بين ٤٠٠ — ٥٠٠ متر) ، ونهمل أموراً أخرى ومنها على سبيل المثال أن الكتلة الجبلية الأنتاركتيكية الوسطى لم تصل إلى أوج علوها الحالي (بين ٢٠٠٠ — ٣٠٠٠ متر ، وأقصى ارتفاع لها ٤٥٠٠٠ متر) بواسطة عمليات الرفع التكتونية إلا في غضون الزمن الرابع ، حينئذ تبرز الصورة الآتية بالنسبة للفترة الصقلية (ما قبل جونز) حينما كان منسوب البحار العالمية على ارتفاع ١٠٠ متر .

كان القسم الشرقي من أرض أنتاركتيكا منكمشاً ، فقد كان بمثابة هضبة بارزة يبلغ ارتفاعها بين مائة متر وبضع مئات قليلة من الأمتار . وفي نفس الوقت تحلل القسم الغربي من القارة إلى ما يشبه أرخبيلاً من الجزر الصغيرة ؛ كانت تفصله عن قسمها الشرقي ممرات بحرية يصل أقصى عمق لها ٢٠٠٠ متر ، وفوق هذا الأرخبيل المنبسط كانت تبرز بعض الجبال العالية التي لم تكن حتى فترة جونز تحمل سوى قلنسوات جليدية محلية محدودة (أنظر عاليه) . فتلك كانت نتيجة لأول تبريد شديد أصاب النصف الجنوبي من الكرة الأرضية ، ومن ثم فإن تكوينها قد حدث ، كما هي الحال في مناطق الجليد الأخرى على وجه الأرض ، في فترات البرودة الأولى (القديمة) . وحينما نفترض حدوث مثل هذا التبريد الأولى الشديد ، فإنه لا يشترط بالضرورة أن نستنتج حدوث تجليد

فوري شديد للقارة القطبية الجنوبية (أنظر فيربريدج ١٩٦١). أي أنه ينبغي لذلك، عدا التبريد، توفر مصدر غزير للتساقط الثلجي.

وللمقارنة: حينما ننظر إلى الأقاليم القطبية الشمالية لا نجد منها اليوم مفروش بغطاء جايدي — كما كان حالها أيضاً في فترة فورم — سوى المناطق التي تتداخل فيها باستمرار مع تيار الخليج أعاصير شديدة البأس تجلب معها الثلوج متوغلة في القلنسوة الهوائية الباردة. وفي وقتنا الحالي نجد في جرينلندا أصقاعاً فسيحة خالية من الجليد على جانب الجزيرة المواجه لقطب البرودة الكندي القطبي. والقسم الأعظم من الأرخبيل الكندي الذي يقع في مجال قطب البرودة هذا يخلو اليوم أيضاً من الجليد، مثله في ذلك مثل القسم الأعظم من وسط ألاسكا وشمالها المظاهر للبحر أثناء فترة الفورم. ومنطقة قطب البرودة الثاني في النطاق القطبي الشمالي ومجاله في شرق سيبيريا يخلو اليوم من الجليد، وكانت هذه حاله أيضاً وبدرجة أدنى من ذلك أثناء فترة الفورم.

وفي فترة المندل، على أكثر تقدير، وصل الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي (عقب استمرار هبوط منسوب البحار العالمية) إلى سمك استطاع معه البقاء والحفاظ على وجوده أثناء الفترات الدفيئة. ومن ثم كان من الصعب في أثناء الفترات الباردة أن تغزو الأعاصير قلب القلنسوة الهوائية الباردة الأنتاركتيكية التي اشتدت برودتها، ولهذا لم يكن الغطاءالجليدي ليستطيع النمو إلا في الفترات الدفيئة. ولقد سبق لنا أن ارتضينا هذه النظريـــة (جودة ١٩٦٦ ص ١٧٥) التي قال بها باحثون قدماء منهم سكوت R. F. Scott وميناردوس Meinardus (١٩٢٥). وإذا صحت هذه النظرية فإنـــه ينبغي — كما أكد ذلك أيضاً مورتنسون Mortenson (١٩٥٢) وبحق — للغطاء الجليدي الأنتاركتيكي أن يظهر اليوم في فترة

الدفء الهولوسينية ميزاناً موجباً . وهذا بالفعل ما توصلت إليه الأبحاث الحديثة الخاصة بالقارة القطبية الجنوبية (هوينكس ١٩٦٧ ص ٣٩٩) . فقد وجد أن متوسط نمو الجليد يعادل ما يزيد قليلاً عن ٢ سم من المياه في السنة .

والجانب الموجب من هذا الميزان ، ونقصد به حصيلة تراكم الثلج يتباين في « الفترة الدفيئة » الحالية من منطقة لأخرى : ففي المناطق الهامشية يتراكم الثلج بمعدل يتراوح بين ٥٠ — ٧٠ سم في السنة ، لكنه يتناقص فوق القطب الجنوبي نفسه فيصبح بين ٧ — ٨ سم في السنة ، وفي وسط شرق أنتاركتيكا ، وهو أكثر أجزاء القارة ندرة في وصول الأعاصير يهبط المعدل إلى ٣,٥ سم في السنة .

وتجدر الإشارة أيضاً إلى حقيقة أن الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي في فترة الدفء التي أعقبت العصر الجليدي قبل ٦٠٠٠ سنة، كان أعظم حجماً منه في وقتنا الحالي (نتائج أبحاث تأريخ بالكربون ١٤) . وفي غضون فترة دفيئة أقدم (لم تتحدد بعد تماماً . يقال إنها الفترة الدفيئة الأخيرة السابقة للفورم — أنظر فلون ١٩٦٣) ذات جليد أنتاركتيكي أعظم وأضخم ، كان الغطاء الجليدي فوق القارة القطبية الجنوبية أكثر سمكاً منه حالياً بنحو ٣٠٠ متر في المتوسط . ويعادل هذا السمك وفق حسابات هوينكس (١٩٦٧) زيادة في حجم الجليد تتراوح بين ١٥ ٪ — ٢٠ ٪ من حجمه الحالي . وبافتراض أن التضاؤل السنوي في حجم الجليد منذ تلك الفترة التي بلغ فيها أوجه سار بمعدل سالب يساوي معدل الزيادة الموجبة السنوية الحالية في حجمه، وصل فلون (١٩٦٨) إلى تأريخ هذا الأوج بفترة ايم الدفيئة .

وبدون التعرض لمناقشة هذا الإفتراض المقبول ، فإنه يتفق تماماً

مع نظريتنا التي سبق عرضها، والخاصة بالنمو المتأخر للغطاء الجليدي الأنتاركتيكي، بل إنه يعزز نتائج دراستنا الأخرى التي نعرضها في السطور التالية :

لقد وصلت الغطاءات الجليدية القطبية الشمالية في فترة جونز إلى سمك كبير ، لكنها تعدته في أثناء فترة مندل إلى أوج لم تتفوق عليه بعد ذلك حتى في فترة ريس . وقد صحبه نمو عظيم للقلنسوة الهوائية الباردة القطبية الشمالية . واتسع نطاق الجبهة القطبية فتقدمت تقدماً كبيراً نحو الجنوب مصحوبة بغزوات متكررة وكثيرة للهواء البارد حتى إلى المنطقة الإستوائية، ومثل هذا لم يكن له وجود بعد في النصف الجنوبي من الكرة الأرضية ، ولهذا فإن خط الإستواء الحراري ونطاق الضغط المرتفع المداري، لم يكونا في البلايوستوسين الأسفل قد انتقلا بعد إلى موقعهما في الجانب الشمالي من خط الإستواء، أثناء البلايوستوسين الحديث وفي العصر الحالي . ويمكن القول عامة أن النطاق الحار الذي انكمش إنكماشاً كبيراً أثناء عصر البلايوستوسين، كان يقع تحت تأثير الجبهات القطبية من كلا الجانبين ، وكان في أثناء ذلك العصر (على عكس الحال في الزمن الثالث) بمثابة نطاق مضطرب غير مستقر سهل التزحزح والإنتقال .

وابتداء من البلايوستوسين الأعلى (عقب مناسيب البحر ابتداء من فترة مندل – ريس الدفيئة) وصل الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي وبالتالي القلنسوة الهوائية الباردة الأنتاركتيكية بالتدريج إلى كامل حجمهما، وإذا ما كان سمك الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي في الفترات الدفيئة أكثر من سمكه بعض الشيء في فترات البرودة ، فإنه لا بد وأن مخزن الهواء البارد كان في أثناء الفترات الباردة أعظم . وحتى في وقتنا الحالي يتكون أكثر من ٢٥ ٪ من حجم طبقة التروبوسفير السفلى

فوق النصف الجنوبي من الكرة الأرضية في أثناء الشتاء الجنوبي من كتل هوائية تهبط درجة حرارتها إلى درجة التجمد، بل وإلى ما دونها بكثير . وقد كان هذا القدر من التبريد أعظم بكثير تحت تأثير ظروف مناخ الفترة الباردة مع وجود ما يقرب من نفس حجم الغطاء الجليدي .

لكن مثل هذه الظروف لم تكن موجودة أثناء الفترات الجليدية الأقدم : فهي قد ظهرت باكتمال بناء الغطاء الأنتاركتيكي في البلايوستوسين الأعلى . وقد وصل هذا الجليد الأنتاركتيكي إلى أوج نموه واتساعه على ما يبدو في فترة إيم . وبناء على هذا فقد كان في بداية فترة فورم أعظم وأضخم منه في أي وقت منذ بداية عصر البلايوستوسين . وبسبب ذلك حدثت عملية بعث وتنبيه للدورة الهوائية – نطاقياً وطولياً – شملت أيضاً ولأول مرة النصف الجنوبي من الكرة الأرضية (وقد سبق أن حدث هذا في النصف الشمالي من الكرة الأرضية في البلايوستوسين القديم والأوسط) لدرجة أن كل النطاقات المناخية : هوامش القلنسوة القطبية ، ونطاق « الرياح الغربية الجسورة » ، ونطاق الضغط المرتفع دون المداري ، ثم النطاق الحار المطير ، قد تزحزحت جميعها وبشدة نحو الشمال . وفضلا عن ذلك فإن هذا التبريد الأعظم الذي لم يحدث مثله للنصف الجنوبي من الكرة الأرضية منذ بداية عصر البلايوستوسين قد صحبه أيضاً أشد تزحزح صوب الشمال لخط الإستواء الحراري فوق النصف الشمالي من الكرة الأرضية . وقد ظهر تأثير ذلك في حدوث فترة مطيرة « استوائية » في الهامش الجنوبي من الصحراء .(١)

---

(١) هذا التاثير قد شمل فترة ايم على الارجح بسبب ظاهرة تختص بمنطقة القطب الشمالي : فحسبما يرى فلون (١٩٥٩ ص ٣٨٤) كان المحيط ←

وبع بداية فترة فورم أصبحت غزوات الهواء القطبي من الشمال أشد وأقوى . وهذه قد ولدت فترة « قطبية » في نفس الوقت على الهامش الشمالي من الصحراء . وكانت هذه الغزوات تستطيع آنذاك الوصول بسهولة إلى النطاق الإستوائي ذاته، ذلك النطاق الذي تزحزح شمالا مقترباً منها ، وكانت تزيد من التساقط هناك عن طريق تقويتها للأعاصير المدارية . ونحن لهذا نرى في تأخر بناء الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي السبب الرئيسي في ظهور فترات مطيرة متعاصرة، وذات ارتباط ديناميكي، في كلا الهامشين الشمالي والجنوبي للصحراء ابتداء من البلايوستوسين الحديث وخصوصاً في فترة فورم .

وبنهاية فترة فورم اضمحلت مؤثرات الهواء القطبي من نصفي الكرة كليهما . وبعودة اشتداد نطاق الضغط المرتفع دون المداري إكتمل مرة أخرى اتساع الصحراء الكبرى الجاف . وإذا ما دلت الشواهد على أن الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي قد وصل مرة أخرى إلى سمك عظيم في فترة الدفء التي أعقبت الجليد ، فإنه من الممكن حينئذ أن نتصور أن تأثيره غير المباشر قد شارك في ظهور فترة مطر الهولوسين الحديث في الهامش الجنوبي من الصحراء .



المتجمد الشمالي في الفترة الدفيئة الاخيرة (ايم) خاليا من الجليد ، وهذا ما دلت عليه ابحاث عينات رواسب القاع العميق من ذلك المحيط • ونظرا لان القارة القطبية الجنوبية في تلك الفترة كانت مغطاة بجليد لا يقل حجمه عن جليدها الحالي ، بل يرجح انه كان اعظم سمكا واتساعا ، فانه يستلزم والحالة هذه ان كان الفرق الحراري والديناميكي فيما بين نصفي الكرة الشمالي والجنوبي اعظم منه في وقتنا الحاضر • ومن ثم فقد تزحزح في نفس الوقت نطاق التقاء الرياح الاستوائي (الاستواء المتيورولوجي) نحو الشمال فوق النصف الشمالي من الكرة الارضية اكثر من وقتنا الحاضر •

المراجع

جودة حسنين جودة (١٩٦٦): العصر الجليدي . بحث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين . منشورات جامعة بيروت العربية .

Backer, J. P. : (1957); Diskusionsbermerkungen auf dem 31. Deutschen Geographentag, Wuerzburg.

Balout, L. : (1962), Pluviaux interglaciares et préhistoires Saharienne. Trav. Inst. Rech. Sah., VIII.

Buedel, J. : (1952), Bericht ueber Klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrica, Erdk. VI.

Buedel, J. : (1955), Reliefgenerationen und Plio-pleistozaener Klimawandel in Hoggar-Gebirge. Erdk. IX.

Buedel, J. : (1956), Sinai die Wueste der Gesetzebildung. Abh. Akad, Raumforch. u. Ld-Plan, Bremen 28.

Buedel, J. : (1961), Morphogenesė des Festlandes in Abhaengigkeit von den Klimazonen. Die Natur wissen. 48.

Buedel, J. : (1965), Eiszeitalter und heutiges Erdbild, Die Umschau, H. 1.

Butzer, K. W. : (1958), Quaternary stratigraphy and climates in the Near East. Bonner Geogr., Abhandl., 24.

Butzer, K. W. : Contributions to the Pleistocene geology of the Nile Valley. Erdk. XIII.

Butzer, K. W. & Cuerda, J. : (1967), Coastal Stratigraphy of Southern Mallorca and... the Pleistocene chronolgy of the Mediterranean Sea. — J. Geol. 70.

Choubert, G. : (1957), Essai de corrélation des formations continentales et marines du Pleistocéne au Moroc. — Note V. Congr. INQUA.

Fairbridge, R. W. : (1962), New radiocarbon dates of Nile sediments. Nature, 196. Nov. 4850.

Fink, J. : (1962), Die Gliederung des Jung Pleistozaen in Oesterreich Mitt. geol. Ges. Wien, 54.

Flint, R. F. (1957), Glacial and pleistocene Geology. -- New York.

Flint, R. F. : (1963), Pleistocence climates in low Latitudes. Geogr. Review, Jan.

Flohn, H. : (1952) Atmosphaerische Zirkulation und Polaeoklimatologie. Geolog. Rundsch. 40.

Flohn, H. : (1959), Kontinental-Verschiebungen, Polwanderungen and Vorzeitklimate im Lichte Palaeomagnetischer Messergebnisse, Naturwiss. Rundsch. 12.

Flohn, H. : (1963) : Zur meteorologischen Interpretation der Pleistozaenen Klimaschwankungen. Eiszeital. u. Gegenw. 14.

Gellert, J. F. : (1958), Kurze Bemerkungen zur Klimazonierung der Erde ... Wiss. Zschr. Paed. Hochsch. potzdam, 3.

Gouda, G. H. : 1962), Untersuchungen an Loessen der Nordschweiz. Diss. Uni. Zuerich. Geogr. Helv

Graul, H. : (1959), Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstiegs berechnet an Hand von C14 Datierung Wiss. Abh. Deut. Geographentag. 33.

Hack, J. T. : (1953), Gologic evidence of Late Pleistocene climates. Cambridge.

Knetsch, G. : (1950), Beobachtungen an der Lybischen Wueste. Geolog. Rundschau, 38.

Knetsch, G. : (1962) Geohydrological ground water Investigations in North-African desert regions by means of complex methods. UN-Conference.

Kubiena, W. L. : (1955), Uber die Braunlehmrelikte des Atakor (Hoggar-Gebirge, Zentral Sahara), Erdkunde IX.

Kubiena, W. L. : (1963), Die Genese Lateritischer Profile als bodenkundiliches Problem, Wuerzburg.

Mensching, H. : (1953), Morphologische Studien in Hohen Atlas von Morokko. Wrzbg. Geogr. Arb. 1.

Mensching, H. : (1955), Das Quartaer in den Gebirgen Morokkos. Pet. Mitt. Erg.-H.256.

Mensching, H. : (1960), Bericht und Gedanken zur Tagung der Kommission Fur Periglazial-forschung in der IGU in Morokko, 19—31. 10. 1959. — Z. Geomorph 4.

Mortensen, H. (1962), Heutiger Firnrueckgang und Eizzeitklima. Erdkunde VI.

Pfannenstiel, M. : (1963), Das Quartaer der Levante, Teil II. Akad. d. Wiss. u. Lit. Mainz. Abh. Math.—Nat Kl. Nr. 7.

Schwarzbach. M. : (1961), Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.

Schwarzbach, M. : (1963), Das Alter der Wueste-Sahara. Neues Jb. Geol. Palaeont. Mh.

Winkler, A. : (1957), Geologisches Kraeftespiel und Landformung. Wien.

Wright, H. E. Jr. : (1961), Late Pleistocene soil development, glacial and cultural change in the eastern Mediteranean Region. Ann. New York Academy Sci.

Woldstedt, P. : (1961), Das Eiszeitalter. 3. Aufl. Stuttgart.

Wuest, G. : (1928), Der Ursprung der atlantischen Tiefenwaesser. Z. Ges. Erdk. Berlin.

Zinderen-Bakker, E. M. : (1962), Palynology in Africa, seventh report (1960, 1961) Bloemfountein.

Zinderen-Bakker, E. M. : (1963), Pflanzengeographicshe Probleme des africanishen Quartaers. Wuerzburg.

النطاقات		البلايوسين: الأسفل (بونت)	البلايوسين: الأوسط (بلاسيك)	البلايوسين: الأعلى (أستى)	البلايستوسين: الأقدم (فيلافرانش)	جونز	مندل	جونز/مندل	ريس	ريس/فورم	فورم: أسفل	فورم: أوسط	فورم: أعلى	الهولوسين: الجرى الأوسط	الجرى الحديث	العصر الحجري	العصر التاريخي
أجزاء من وسط أوروبا	الرطوبة / الحرارة													فترة ما بعد الجليد الدفيئة			
الهامش الشمالي للصحراء (جنوب مرتفعات أطلس)	الرطوبة / الحرارة	مجمعات صخرية تشبه خط العصر الحديث			جبس أسمنت مجهرية		عامرية		تنسيفية		سلطانية			غربية			
شمال ووسط الصحراء (جنوب الجزائر ليبيا وتشاد)	الرطوبة / الحرارة				؟		؟		فترة ممطرة		فترة عزم الممطرة		شبه ممطرة (١)	شبه ممطرة (٢)		الجفاف الحالي	
جنوب ووسط الصحراء (مرتفعات هجار)	الرطوبة / الحرارة	غطاءات سميكة من اللوم الأحمر والغاولين			أودية الصحارى القديمة		؟		أراضي بنية (مارلية، رملي) وصوان تنا و ٢				أودية الصحارى الحديثة			الجفاف الحالي	
الهامش الجنوبي للصحراء (سنغال وتشاد)	الرطوبة / الحرارة	لوم أحمر قديم – أراضي لاتيريتية							؟		لوم أحمر حديث		كثبان رملية قديمة		السافانا الحالية		

الزمن بالسنين – ١٠ مليون – ٥ مليون – ١ مليون – ٦٠٠٠٠٠ – ١٠٠٠٠٠ – ٥٠٠٠٠ – ١٠٠٠٠ – ٢٠٠٠ ق.م صفر ٢٠٠٠

الرطوبة: ▬ أكثر رطوبة من عصرنا الحالي بكثير — مثل عصرنا الحالي أو أقل بقليل .... أجف أو في مثل الجفاف الحالي

الحرارة: أكثر حرارة « « « « « « « « — فترات باردة (جليدية)

فترات البرودة (الجليد) والرطوبة (المطر) في وسط أوروبا والصحراء الكبرى الأفريقية
أثناء عصر البلايوسين والزمن الرابع

البحث الثالث

العصر المطير في ليبيا

العصر المطير في ليبيا (1)

تمهيـــد :

لقد تميز عصر البلايوستوسين بحدوث تغيرات مناخية شملت الأرض جميعاً . وكان للهبوط السريع في درجات الحرارة مع ازدياد التساقط في هيئة ثلج أثره في تجليد النطاقات الأرضية الشمالية بل والجبال الشامخة في النطاق الحار ذاته . وقد حدث التجليد في فترات تراوح عددها بين ثلاث وست ، تعاقبت مع فترات دفء فصلت بينها . وقد تبين حدوث تتابع مشابه لفترات رطبة وأخرى جافة أثناء الزمن الرابع ، وأمكن اقتفاء آثار لها في كثير من جهات الصحارى المدارية وشبه المدارية التي تقع في مهب الرياح التجارية الجافة ومنها الأراضي الليبية .

و بسبب اجتماع حدوث كلتا الظاهرتين (تتابع الجليد والمطر) في زمن واحد

---

(1) جودة حسنين جودة (١٩٧١) : عصور المطر في الصحراء الكبرى الإفريقية ، بحث في الجيومورفولوجيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع . مجلة كلية الآداب – جامعة الإسكندرية .

ويحوي بحثنا هذا دراسة مركزة على القطر الليبي في ضوء دراسات قمت بها في العام الدراسي ١٩٧١/١٩٧٢ ، وفي إطار الآراء الجديدة التي احتواها البحث السابق المشار إليه .

هو الزمن الرابع ، وعن طريق دراسات متيورولوچية معلومة ، أصبح ينظر لفترات المطر على أنها نتاج لتأثير فترات الجليد ، كما أصبحت فترات الجفاف تعتبر نتاجاً لتأثير فترات الدفء .

وهنا يبرز سؤالان : الأول ، هل هناك توافق حقيقي من حيث الزمن والمسببات بين فترات المطر في ليبيا وفترات البرودة الشمالية خلال الزمن الرابع ؟ . وإذا كانت الإجابة بنعم ، فحينئذ يظهر السؤال الثاني : —

هل حدثت فترات المطر في كل أجزاء ليبيا بطريقة متماثلة ومتعاصرة ابتداء من هامشها الشمالي إلى هامشها الجنوبي ؟ .

وللإجابة على هذين السؤالين نقسم الأراضي الليبية إلى ثلاثة نطاقات عرضية شرقية غربية : النطاق الشمالي ، ويمتد بين دائرتي العرض ٣٠ — ٣٣° شمالاً ؛ والنطاق الأوسط ، ويقع بين درجتي العرض ٢٥ — ٣٠° شمالاً ؛ ثم النطاق الجنوبي وينحصر بين دائرتي العرض ٢٠ — ٣٠° شمالاً . ونفرد لكل نطاق دراسة خاصة تعتمد على البيانات العلمية المستقاة من مختلف فروع الدراسات الطبيعية وتقييم شواهدها المناخية . ونعرض للمقارنة التطور المناخي لوسط أوربا على اعتبار أنه يتميز بمجاورته نوعاً للأراضي الليبية ، وأنه أكثر الأقاليم الشمالية حظوة بالدراسة والبحث .

التتابع المناخي في وسط أوربا :

كانت حرارة جو الأرض في أثناء عصور الزمن الثالث حتى عصر البلايوسين شديدة ، ووصلت ظروف المناخ المداري إلى العروض الوسطى ، وأحوال المناخ شبه المداري حتى العروض القطبية الحالية . ولم تتغير هذه الظروف المناخية فوق « الأرض المدارية القديمة » من وجهة الحرارة حتى عصر الميوسين الأعلى إلا قليلاً ، لكن قد حدث تغير وتعاقب بين فترات رطبة وأخرى جافة . وقد انخفض المعدّل الحراري في وسط أوربا أثناء

البلايوسين الأسفل عنه في أوائل الزمن الثالث بوضوح ، ولكنه احتفظ بمعدل حراري يشبه مثيله دون المداري الحالي .

وقد تبع البلايوسين الأسفل انخفاض تدريجي في الحرارة استمر أثناء أواسط وأواخر ذلك العصر . ومن ثم حدث تراجع تدريجي لظروف مناخ « الأرض المدارية القديمة » نحو خط الاستواء . ولكن درجة الانخفاض الحراري أثناء البلايوسين لم تكن بذات أهمية بالقياس إلى الانخفاض الحراري السريع الذي ظهر جلياً في أوائل عصر البلايوستوسين ، والذي بلغ شأوه بعد انقضاء نحو ٤٠٠٠٠٠ سنة من بداية ذلك العصر ، حين تحول مناخ وسط أوربا إلى أحوال المناخ القطبي ، وبدأت بذلك أول فترة جليدية حقيقية وهي فترة الدانوب أو فترة ما قبل جونز Pre-Guenz منذ نحو ٦٠٠٠٠٠ سنة .

ويمكن القول عامة وبناء على الموقف العلمي الحالي بأن التغير المناخي الحراري نحو البرودة كان تدريجياً وبطيئاً نوعاً ابتداء من عصر الأوليجوسين الأعلى (١٨°م) إلى عصر الميوسين (١٦°م) ثم إلى عصر البلايوسين (١٤°م) ، لكنه كان سريعاً من الأخير إلى بداية عصر البلايوستوسين (٩°م) ثم إلى الفترة الجليدية الأولى (صفر°م) .

وقد حدث التحول المناخي الحراري الحقيقي بحلول أول فترة جليدية وهي فترة الدانوب . وتتسم كل الفترات الباردة التالية بتطور وتتابع مناخي متماثل الخصائص : انخفاض حراري سريع نسبياً في الغلاف الجوي مقداره حوالي ٨° م ، ونحو ضعف هذا القدر (أي ١٦° م) في طبقة الجو السفلى القريبة من سطح الأرض في إقليم وسط أوربا ؛ ثم ارتفاع حراري مشابه السرعة يصل إلى معدل حراري يقرب من المعدل الحراري لعصر الهولوسين وذلك في فترات الدفء فيما بين فترات الجليد . وفي أوج كل فترة جليدية كان الجفاف يبلغ أقصاه . وقد حدثت ذبذبات حرارية كبيرة خلال كل

فترة جليدية بحيث أمكن تقسيم كل منها إلى قسمين أو ثلاثة (جودة ١٩٦٢ و ١٩٦٦ ، جراول ١٩٦٦ ، بيدل ١٩٦٥ ، فينك ١٩٦٧) . وقد تبع فترة فورم الجليدية موجات مناخية أصغر حجماً في أواخر الجليد وما بعد الجليد .

التتابع المناخي في النطاق الشمالي من ليبيا :

استطاع كنيتش Knetsch (١٩٥٠) في مجال النطاق الشمالي من ليبيا أن يحقق حدوث سلسلة متتابعة تتكون من خمس فترات مطيرة فصلت بينها فترات جافة . وكذلك فعل بيدل Buedel (١٩٥٢) في الجزائر ، ومنشنج Mensching (١٩٥٥) وشوبير Choubert (١٩٥٧) في المغرب في مجال نفس العروض، أي إلى الشمال من دائرة العرض ٣٠° شمالاً . وقد تمكن كنيتش من الوصول إلى نتائجه عن طريق الربط بين مصاطب الأودية والقشور الجيرية والأجيال الكارستية .

وقد توصل الباحث من دراسته لوادي القطارة (جودة ١٩٧٢) إلى تمييز خمسة من المدرجات النهرية، وربطها بنقاط تجديد شباب خمس على امتداد القطاع الطولي للوادي، ووازاها بالأرصفة البحرية في إقليم برقة وفي حوض البحر المتوسط (أنظر جدول ١ بالبحث المذكور) . وتمكن هيى Hey (١٩٥٥) من تمييز مدرجين في الجزء الأدنى من وادي درنة أحدهما قديم في أغلب الظن يرجع إلى فترة ريس ، والثاني أحدث (فورم ؟) .

وبناء على هذا يمكن القول بحدوث خمس فترات مطيرة في النطاق الشمالي من ليبيا (وامتداده غرباً حتى المحيط الأطلسي) تعاصر خمس فترات باردة أو جليدية في وسط أوربا . لكن بينما كانت ظاهرة الفترة الباردة في وسط أوربا تتسع وتمتد لتشمل النطاقات المجاورة وتحتوي النطاق القطبي بطبيعة الحال ، فإننا نجد الفترة المطيرة المعاصرة لها لم يكن

تأثيرها ليمتد إلا إلى نطاق مجاور لمجالها صغير .

ومن هذا التكرار المتشابه لظروف الجليد والمطر يتضح لنا أن فترات الجليد الشمالية كانت تتحكم في ظهور فترات المطر في النطاق الشمالي من ليبيا والمغرب العربي . فبدون وجود جليد في الشمال لا تحدث فترة مطر في شمال ليبيا . ويعزز هذا الاستنتاج عدم وجود آثار لفترات مطيرة واضحة فيما قبل البلايوستوسين وفيما بعده أي لا في الزمن الثالث ولا في الهولوسين .

التتابع المناخي في النطاق الأوسط من ليبيا :

يتغير الوضع في هذا النطاق عنه في النطاق الشمالي . فهنا لا نجد من فترات المطر الخمس سوى فترتين واضحتين تعاصران فترتى جليد ريس وفورم . وقد استطاع كنيتش **Knetsch** (١٩٦٣) هنا وعلى وجه الدقة في نطاق الحدود بين ليبيا ومصر أن يقيم الدليل على حدوث فترتين مطيرتين شديدتي الوضوح تعاصران الفترتين الجليديتين الأخيرتين . ومن دراستنا للأودية الجافة وسطوح البديمنت **Pediment** الصحراوية في إقليم مراده (جودة ١٩٧١) ظهر لنا بجلاء معاناة الإقليم لظروف من المطر والجفاف متعاقبة .

وفي مجال نفس العروض من وادي النيل في مصر عثر على آثار لفترات مطيرة تعاصر ريس وفورم ، ولفترات أخرى أقـــدم تفتقر إلى تأكيد موازاتها بفترات جليد شمالية .

وعلى الرغم من أن هذا النطاق لا يحوى آثاراً واضحة لفترات مطيرة في البلايوستوسين القديم ، فإنه يحوي الكثير من مخلفات فترة مطيرة ترجع إلى أواخر الزمن الثالث . فقد عثر مكيلاين **Meckelein** (١٩٥٩ صفحات ٩٥، ١٢٩، ١٦٥) على لوم أحمر قديم النشأة يغطي سطوح تعرية قديمة تتوج الهضبة البازلتية التي تدعى بجبل السودا بفزان والتي تعلو إلى ارتفاع

٦٠٠ م تقريباً . كما اكتشف مثل هذه التكوينات أيضاً وعلى ارتفاع مشابه فوق قور طيبو على الهامش الشمالي لسرير تبستي . وقد أرجعها هذا الباحث وكذلك كوبيينا Kubiena (١٩٥٥ ، ١٩٦٢) الذي فحص تلك الترابات الحمراء بيدولوجياً إلى فترة مطيرة حدثت في القسم الأخير من الزمن الثالث . ويتفق مع هذا زمنياً بقايا « بحيرات الزمن الثالث » التي وجدها ليفران Lefranc (١٩٥٧) في منخفض الحفرة الشرقي بفزان ، وكذلك دور النشاط النهري أثناء البلايوسين الأعلى في مصر العليا .

ونصادف في نطاق العروض هذا أيضاً فترات مطيرة هولوسينية لم نجد مثلها في النطاق الشمالي . الأولى تعاصر آخر ذبذبة جليدية في وسط أوربا وتعرف بالتندرا الحديثة ، والثانية تعاصر أواخر العصر الحجري المتوسط والعصر الحجري الحديث ، أي مرحلة الدفء فيما بعد الجليد في وسط أوربا ! ، والأخيرة لا شك ظاهرة غريبة ، لكننا سنصادف مثلها في النطاق الجنوبي .

ونخلص من هذا إلى القول بأن أوجه اتفاق ما تزال واضحة بين فترات المطر في هذا النطاق الأوسط وفترات المطر في النطاق الشمالي ، لكننا نجد أوجه اختلاف ستتضح أكثر في النطاق الجنوبي . وبعبارة اخرى نرى هذا النطاق الأوسط بمثابة نطاق انتقالي تتمثل فيه بعض من خصائص الشمال وبعض من خصائص الجنوب .

التتابع المناخي في النطاق الجنوبي من ليبيا :

في مجال عروض هذا النطاق من ليبيا درس كوبيينا Kubiena (١٩٥٥) عديداً من الترابات الحمراء وطبقات سميكة من الكاولين ، وأرجع نشأتها إلى فترة توغل بدايتها في القدم إلى أوائل الزمن الثالث . وإلى نفس النتيجة توصل بيدل Buedel (١٩٥٥) من خلال دراسته لمرتفعات الحجار على نفس العروض . وقد اتفق الباحثان على حدوث تعاقب لفترات الجفاف

والرطوبة زمنياً ومكانياً أثناء تلك الفترة الدفيئة المديدة التي استوعبت الزمن الثالث كله . ففي عصر الميوسين سادت النطاق الجنوبي من ليبيا ظروف مناخ السڤانا بحرارتها ومطرها واستمرت حتى أواخر عصر البلايوسين . ويحل الجفاف بنطاقنا هذا مع بداية عصر البلايوستوسين ويستمر حتى حوالي نهاية أواسطه . ولا تظهر الرطوبة مرة أخرى إلا في البلايوستوسين الحديث (ابتداء من فترة ريس حتى نهاية أواسط فترة ڤورم) ثم في العصر الحجري الحديث عقب فترة جفاف في أواخر ڤورم وأوائل الهولوسين .

وحين نقارن التتابع المناخي الذي رأيناه في النطاق الشمالي من ليبيا بهذا التتابع المناخي في نطاقها الجنوبي نجد اختلافاً كبيراً ، بل إن الصورة تبدو معكوسة . ففي النطاق الشمالي ساد الجفاف فيما قبل عصر البلايوستوسين وفيما بعده . أما في أثناء البلايوستوسين ذاته فقد ظهرت فترات المطر التي عاصرت فترات الجليد الأوربية . وعكس هذا نجده في النطاق الجنوبي حيث سادت ظروف مناخ السڤانا الفصلية المطر عصر البلايوسين واستمرت حتى مشارف البلايوستوسين . وببداية عصر البلايوستوسين شاع الجفاف واستمر ، وسادت چيومورفولوچية الصحارى التي تتحكم في عمليات التعرية حتى عصرنا الحالي .

ولا يقطع هذا التسلسل المناخي في النطاق الجنوبي من ليبيا سوى حدوث فترة رطبة واحدة واضحة في البلايوستوسين الحديث . وقد تأكدت سعة انتشار ظروف مناخ تلك الفترة بالعثور على آثار لها في مصر . وفضلاً عن ذلك أمكن الاستدلال على فترة رطبة ضعيفة نوعاً تعاصر القسم الأول من العصر الحجري الحديث في السودان (شڤارتزباخ **Schwartzbach** ١٩٥٣) . ويظهر هذا التتابع المناخي الذي وجدناه في جنوب ليبيا بشكل مماثل لكن بصورة أكثر مثالية ووضوحاً في إقليم تشاد وامتداده غرباً في السنغال فيما بين دائرتي العرض ١٤ ـــ ٢٠° شمالاً على وجه التقريب (بيدل ١٩٦٣) .

أهمية التتابع المناخي في ليبيا بالنسبة للتطور المناخي العام :

يتمثل التاريخ المناخي للأراضي الليبية في جوهره كما رأينا في سلسلة من تتابع الرطوبة والجفاف . وحين نلقي نظرة عامة على جميع النطاقات الليبية نستطيع استخلاص النتائج الآتية : —

١ — يمكن القول بأن عصر البلايوستوسين قد ظهر في ليبيا كعصر من نوع خاص مغاير من وجهة الرطوبة بين عصر البلايوسين من قبله وعصر الهولوسين من بعده . لكن هذا الاختلاف بالنسبة للعصر الذي سبقه وللعصر الذي لحقه ينقلب من الشمال نحو الجنوب . ففي النطاق الشمالي يتميز البلايوستوسين بحدوث تتابع منظوم من عدد من الفترات الرطبة بين فترات تكاد تكون جافة تماماً في البلايوسين والهولوسين . وفي النطاق الجنوبي يصبح البلايوستوسين بعامة عصراً شبه جاف بين فترات رطبة من قبله ومن بعده .

٢ — في النطاق الشمالي نرى في أثناء البلايوستوسين تعاصراً وموازاة بين فترات المطر الليبية وفترات البرودة في وسط أوربا ، والأخيرة كانت بالنسبة للأولى بمثابة الباعث المحرك . وتحدث هذه الموازاة متأخرة في النطاق الأوسط . أما في النطاق الجنوبي فلا نجد آثاراً لسوى فترة مطيرة واحدة تقع في البلايوستوسين الحديث . ومن ثم تتحلل الصلة السببية التي وجدناها واضحة في النطاق الشمالي بين فترات المطر وفترات الجليد في وسط أوربا من ناحيتين :

(ا) أننا لا نجد في النطاق الجنوبي لفترات الجليد القديمة (ما قبل جونز ، وجونز ومندل) ما يقابلها من فترات المطر .

(ب) أن فترة المطر البلايوستوسينية الوحيدة التي ما زلنا نجد لها آثاراً واضحة في النطاق الجنوبي الليبي لا تقابلها على وجه التحديد فترة جليدية معينة محددة في وسط أوربا ، فنهايتها تقع في وسط فترة

ڤورم الجليدية ، بينما نجد بدايتها غير معلومة ، فقد تكون في فترة إيم Eem الدفيئة ، أو قد ترجع إلى فترة ريس الجليدية .

٣ — يرى بنك A. Penck في أحدث آرائه (١٩٣٦) أن الصحراء الكبرى الإفريقية كانت أثناء البلايوستوسين أكثر رطوبة بوجه عام ، وأن رقعتها كانت تضيق وتنكمش بواسطة تقدم حدودها الرطبة من ثلاثة اتجاهات في وقت واحد : من الهامش الشمالي البحري ، ومن الهامش الجنوبي الاستوائي ، ثم من حدّ الرطوبة العلوي فوق المرتفعات الذي يوازي انخفاض خط الثلج الدائم . ويتضح من عرضنا السابق ومن النتيجتين السالفتين أن هذه الصورة التي رآها بنك لا تصدق إلا فيما يختص بفترة ڤورم الجليدية . ومن الممكن أن نشاهد بعضاً من سماتها في فترة ريس الجليدية لكن بدرجة جدّ محدودة . وكلما توغلنا من فترة ريس في الماضي إلى فترات مندل وجونز وما قبل جونز يتضح تقدم الحزام الرطب صوب قلب الصحراء في النطاق الشمالي فقط، لكننا لم نعد نشاهده إطلاقاً لا في جنوب الوسط ولا في الجنوب ، فهنا ينعدم وجود آثار لفترات مطيرة معاصرة لتلك الفترات الجليدية .

٤ — وبهذه الصورة الجديدة التي وصفناها للتتابع المناخي للنطاقات الليبية والتي تميزها الخصائص الثلاثة السالفة الذكر ، يمكننا إلقاء ضوء جديد على رأي بالوت L. Balout (١٩٥٢) . فهو يعتقد كما اعتقد بنك قديماً بعدم انكماش رقعة الصحراء أثناء كل فترة باردة ، وإنما بزحزحة نحو خط الاستواء « لنطاق الصحارى المتأثر بالرياح التجارية » . فكل من الباحثين قد أقام نظريته على أساس أن التتابع المناخي البلايوستوسيي بين البرودة والدفء في العروض العليا الشمالية هو المحرك المولد للتتابع المناخي بين الرطوبة والجفاف في النطاق الصحراوي الواقع على هامش المنطقة المدارية الرطبة . وهذا ما لا يعدّ الآن صحيحاً أيضاً بالنسبة لنظرية بالوت . ذلك أننا قد وجدنا في النطاق

الجنوبي من صحراء ليبيا آثاراً لفترة رطبة واحدة خلال عصر البلايوستوسين كله. وحتى هذه الفترة ليس لها ارتباط وثيق بفترة جليدية محدودة أو بفترة دفيئة معلومة، وإنما قد امتدت متقطعة غير متصلة عبر بعض من هذه وتلك أثناء عصر البلايوستوسين الحديث.

وعلى العكس من ذلك تنتشر في هذا الهامش الجنوبي من الصحراء الليبية آثار لفترات مطيرة حدثت فيما قبل الجليد البلايوستوسيني وفيما بعده. وهذه الفترات الرطبة ليس لها بطبيعة الحال أدنى ارتباط بالتتابع المناخي بين البرودة والدفء في أوربا، الذي يعتبر الباعث المولد لفترات المطر في النطاق الشمالي. ويبقى الفضل لبالوت الذي أشار لأول مرة إلى الاختلاف بين نمط آثار فترات الرطوبة البلايوستوسينية في شمال الصحراء ونمطها في جنوبها، ومن ثم أنار الطريق أمام البحث الجديد.

الاختلاف بين فترات المطر في النطاق الشمالي والنطاق الجنوبي بليبيا :

يتضح لنا مما سبق أن فترات المطر في النطاق الشمالي تختلف في مسبباتها وبواعثها عنها في الجنوب. إذ أن النطاق الشمالي كان يقع في مجال تأثير التبريد الشديد الذي حدث مراراً أثناء فترات الجليد وشمل النصف الشمالي من الكرة الأرضية فيما بين النطاق دون المداري الحالي والقطب. وقد كان معدل التبريد المعاصر في الأراضي الجبلية في النطاق المداري لا يرقى إلا لمجرد النصف، وكان التبريد أقل من ذلك بكثير قرب سطح الأرض في الأراضي السهلية المدارية، خصوصاً حيث استطاعت الغابات القديمة والسفانا الكثيفة أن تواصل نموها دون اضطراب.

وكلما اتجهنا شمالاً مقتربين من مركز التأثير الشمالي وجدنا فترات المطر في النطاق الشمالي وقد ظهرت بخصائص ومميزات تختلف تماماً عن فترات المطر في النطاق الجنوبي. فهي فترات أقصر، وأقل رطوبة،

لكنها أوضح برودة ، كما صحبها هبوط خط الثلج الدائم ، وعمليات الانسياب الأرضي ، وهبوط أشد لحدود فعل الصقيع . فقد أعلن هيى Hey (١٩٦٣) عن وجود اسكرى Scree بلايوستوسيني من عمرين مختلفين في أودية الجبل الأخضر الشمالية ، ونسبهما لدورين مطيرين باردين (أكثر برودة بكثير من الوقت الحالي) يقعان في البلايوستوسين الحديث ، وقد عزا تكوين مواد الاسكرى لفعل الصقيع . وفي مدرجات وادي القطارة (جودة ١٩٧٢) ينتشر وجود الكتل الصخرية الجيرية المتفاوتة الأحجام ، وكلها خشنة حادة الحواف . وهي تظهر إما مختلطة بحصى المدرجات ، أو مكونة لنطاق منفرد يتركب كلية منها (انظر قطاع بو سديرة في بحث وادي القطارة — جودة ١٩٧٢) . وهي قد تندمج في مجمعات صخرية بواسطة الصلصال الأحمر كمادة لاحمة . وكلها شواهد تدل على زيادة في معدلات الرطوبة والتبريد وفعل الصقيع .

يضاف إلى ذلك أن توسيع البديمنتات Pediments عند أسافل الحافات الصخرية ميزة تختص بفترات المطر (بحث مراده ، جودة ١٩٧١) . أما من الوجهة البيدولوجية فتشخص فترات المطر في السهول (بحث سهل بنغازي ، جودة ١٩٧٢) وفوق الهضاب (حوض القطارة ، جودة ١٩٧٢) تربات حمراء Terra Rosa تكونت تحت تأثير كمية من المطر تزيد على ٤٠٠ ملم . وفي المناطق التي كان المطر يتراوح فيها بين ٤٠٠ — ٣٠٠ ملم تظهر تربات استبس غنية بالجير وشبيهة بتربات اللوس Loess . أما في الأصقاع التي كانت تتراوح أمطارها بين ٣٠٠ — ١٠٠ ملم فنجد التربة وقد غطيت بغشاء من الجبس أو الجير بحسب تركيب الطبقات الصخرية السفلى .

وفي بحثنا « عصور المطر ... ١٩٧١ » أفضنا في شرح أسباب الاختلاف بين فترات المطر في شمال الصحراء وفي جنوبها . فالنطاق الشمالي كان يقع تحت تأثير ظروف الجليد الأوربي واقتراب الجبهة القطبية منه ، ولهذا

كان نطاق الضغط المداري الذي ترتبط به صحارى الرياح التجارية الجافة يتقطع بواسطة ورود هواء قطبي بحري مطير . وبالتالي فقد كانت تتولد فترة مطيرة في النطاق الشمالي مع كل تقدم للجبهة القطبية يصاحب كل فترة جليدية .

أما في النطاق الجنوبي فقد كانت الظروف مختلفة . فهنا كان تأثير مناخات العصر الجليدي أكثر تخلخلاً ، وفعلها غير مباشر . ونحن نرجح أن التأثير في إحداث فترة مطر البلايوستوسين الحديث قد جاء هنا من الجنوب أي من النطاق الاستوائي ذاته . وقد أرجعنا تأخر ظهور المطر في النطاق الجنوبي إلى تأخر تكوين الغطاء الجليدي الأنتاركتيكي الذي اكتمل نموه ابتداء من فترة ريس[1] .

المراجـــع

جودة حسنين جودة : (١٩٦٦) ، العصر الجليدي ، أبحاث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين . منشورات جامعة بيروت العربية .

جودة حسنين جودة (١٩٧١) : عصور المطر في الصحراء الكبرى الإفريقية ، بحث في الجيومورفولوجيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع . مجلة كلية الآداب — جامعة الإسكندرية .

جودة حسنين جودة : راجع الأبحاث التاليـــة عن إقليم واحة مرادة ، وحوض وادي القطارة ، وسهل بنغازي .

(١) يمكن القارىء الرجوع إلى بحثنا عن « عصور المطر ... ١٩٧١ » إذا ما رغب في التعرف على آرائنا في نشوء الدورة الهوائية العامة وتطورها في الزمنين الثالث والرابع ، وعلى نظريتنا الخاصة بتأخر تكوين الغطاء الجليدي فوق القارة القطبية الجنوبيـــة وأسبابه وأثره على نمط فترات المطر في جنوب الصحراء .

Balout, J.: (1952), Pluveaux interglaciares et préhistoires Saharienne. Trav. Inst. Rech. Sah., VIII.

Buedel, J. : (1952), Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika. Erdk. VI.

Buedel, J. : (1955), Reliefgenerationen und Plio-pleistozaener Klimawandel in Hoggar-Gebirge. Erdk. IX.

Buedel, J. : (1963), Die Gliederung der Würmkaltzeit. Wrzb. Geogr. Arb. 8.

Buedel, J. : (1965), Eiszeitalter und heutiges Erdbild. Die Umschau, H. 1.

Choubert, G. :- (1957), Essai de corrélation des formations continentales et marines du pleistocène au Maroc. Note V. Congr. INQUA.

Fink, J. : (1967), Die Gliederung des Jungpleistozän in Osterreich. Mitt. Geol. Ges. Wien, 54.

Gouda, G. H. : (1962), Untersuchungen an Lössen der Nord-Schweiz. Geogr. Helv. Bern u. Zuerich.

Graul, H. : (1959), Der Verlauf des Glazial-eustatischen Meeresspiegelanstieges, berechnet an Hand von C14 Datierungen. Wiss. Abb. Dr. Geographentag 33.

Hey, R. & McBurney, C. : (1955), Prehistory and Pleistocene geology in Cyrenaican Libya. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Hey, R. : (1963) : Pleistocene screes in Cyrenaica (Libya). Eisz. u. Geg. Ohringen-Würt.

Knetsch, G. : (1950), Beobachtungen in der Lybischen Wüste. Geol. Rundshau, 38.

Knetsch, G. (1962), Geohydrological groundwater investigations in North-African desert regions by means of complex methods. UN-Conf. in Apll of Sc. and Techn. f. the benefit of the less developed Areas.

Kubiena, W.L. : (1955), Uber die Braunlehmrelekte des Atakor (Hoggar-gebirge, Zentral Sahara). Erdkunde IX.

Kubiena, W.L. : (1962), Polygenetische Boden-Kunde und Aufbauelemente der Tropenböden. Hamburg.

Lefranc, J.P. : (1957), De Zuila aux lacs de la Marzoukia. Trav. Inst. Rech. Sah. XV, 1.

Mensching, H. : (1955), Das Quartär in Gebirgen Marokkos. Pet. Mitt. Erz.-H. 256.

Schwartzbach, M. : (1961), Das Klima der Vorzeit. 2. Aufl. Stuttgart.

Schwartzbach, M. : (1953), Das Alter der Wüste Sahara, Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.

البحث الرابع

برقة والبطنان (ليبيا) في أواخر الزمن الثالث

وأوائل الزمن الرابع

برقة والبطنان في أواخر الزمن الثالث وأثناء الزمن الرابع

دراسة في الجيومورفولوجيا المناخية

بدأ التطور الجيومورفولوجي لإقليمي برقة والبطنان تجاه نهاية عصر الميوسين . فقد كانت كل المنطقة التي يشغلها الإقليمان حالياً مغمورة بمياه البحر المتوسط القديم حتى أواسط ذلك العصر . واستمرت حركة الرفع وظهور اليابس البرقاوي فوق صفحة مياه البحر خلال عصر البليوسين . وبرزت برقة في البداية كجزيرة تمثل أوج علو الجبل الأخضر . وامتدت تأثيرات حركة الرفع بالتدريج شرقاً وغرباً لكي تشمل شمال البطنان من جهة ، وأقصى شرقي إقليم سرت من جهة أخرى .

ويبدو أن جرم هذه المساحة الضخمة التي برزت فوق سطح الماء كان ممتداً في البحر المتوسط القديم كأرض يابسة أكثر من امتداده الحالي ، وذلك قبل أن تصيبه العيوب والإنكسارات وبالتالي عمليات الهبوط .

ونحن لا نستطيع ، بناء على الموقف العلمي الحالي ، أن نعيد تصوير الشكل الدقيق لإقليم برقة الأصلي . ومع هذا فيمكننا أن نعتبر المرتفع البحري الذي يمتد أسفل مياه البحر أمام الجانب الشرقي للجبل الأخضر قسماً من الهضبة الأصلية القديمة انكسر واقتطع منها ، وهبط وغاص تحت منسوب ماء البحر . وتظهر عمليات التصدع واضحة في طبوغرافية المنطقة ، إذ تبدو ممثلة في درجتين على الجانب الشمالي للجبل الأخضر . وهناك درجات غائصة أخرى في

مياه البحر توضحها وتدل عليها خطوط الأعماق المتساوية ، ويمكن تفسيرها بالتكسر والهبوط واعتبارها حافات عيبيّة . وبالمثل نرجح أن خلجان بومبا وطبرق والسلوم إنما نشأت وتشكلت نتيجة لفوالق عرضية .

ويمكن القول عامة بأن الأشكال الجيومورفولوجية الرئيسية لإقليمي برقة والبطنان إنما نشأت أصلاً نتيجة للأحداث التكتونية التي جرت أساساً في الفترة الزمنية المحصورة بين أواخر عصر الميوسين ونهاية عصر البليوسين .

والهضبة البرقاوية ليست منتظمة الهيئة ، فهي ذات شكل مائل ، إذ ينحدر جانبها الشمالي انحداراً شديداً ، بينما يتدرج انحدارها صوب الجنوب . ويمكننا أن نتصور نشوء نظام تصريف مائي من النوع التابع المتشعع . ولقد كانت نظم التصريف المائي أكثر اتساعاً وامتداداً بطبيعة الحال فوق السفوح الجنوبية الهيّنة الانحدار منها فوق السفوح الشمالية الشديدة الانحدار ، ولكنها كانت أنشط بكثير على الجانب الشمالي للهضبة منها فوق الجانب الجنوبي . وكانت المجاري المائية التي كانت تصرف مياه السفوح الجنوبية للهضبة البرقاوية ، تتدفق جنوباً لتصب في النهاية في الذراع البحري الطويل ، الذي كان يمتد من خليج سرت القديم متداخلاً في اليابس صوب الشرق حتى يصل إلى منخفض واحة جغبوب الحالية ؛ وقد استمر هذا الوضع حتى ختام عصر الميوسين .

وبحلول عصر البليوسين ، ونتيجة لحدوث حركة رفع عامة أصابت إقليم سرت ، انحسرت مياه الخليج عن هذا الذراع البحري فاضمحل ثم تلاشى ، وحلّ محله مجرى طويل للتصريف المائي هو الذي يُعرف الآن بالوادي الفارغ ، وإليه كانت تنصرف مياه السفوح الجنوبية لهضبة برقة ، وتجري فيه غرباً لتصبّ في البحيرات الساحلية التي كانت تزركش خليج سرت القديم .

وقد ظلت مياه البحر موجودة في منخفض جغبوب حتى نهاية عصر الميوسين . ويبدو أن هذا هو السبب في استمرار وجود فصائل من الرخويات البحرية في بحيرة عراشية المالحة في المنخفض ، وفي تواصل بقاء النباتات البحرية

في محيط الزاوية في جغبوب حتى وقتنا الحاضر . وهناك من الباحثين مَنْ يعترض على هذا التفسير ، ومنهم T. Monod (١٩٣٨) الذي يرى أن فصائل بحيرة عراشية الحيوانية ليست أحفاداً للأحياء الميوسينية ، ولكنها نشأت وتطورت بسبب استعمار حيوى حدث نتيجة للنقل بواسطة الطيور المهاجرة ، مثلها في ذلك مثل رواسب أشباه حفريات الكاديوم في شمال الصحراء الكبرى الإفريقية.

ولقد تثار مسألة تكوين منخفض جغبوب الذي يقع الآن دون منسوب البحر بنحو ٢٩ متراً . ويذهب الكتاب في تفسير نشأة المنخفضات الصحراوية الليبية مذاهب شتى . وهي في جملتها تماثل التفسيرات التي قيلت في نشأة المنخفضات الصحراوية المصرية ... فهي إما ناشئة عن عمليات تكتونية بالالتواء أو الإنكسار ، أو بسبب القوى الخارجية كالماء الجاري والهواء المتحرك ... وفي اعتقادنا أن لكل منخفض ظروف تكوين خاصة قد تشبه من قريب أو من بعيد نشأة الآخر . ونحن نعلل النشأة الأولى للمنخفضات الصحراوية الضخمة بعمليات تكتونية أو بظروف جيولوجية خاصة ، تلاها فعل الماء الجاري في عصر جيولوجي حديث نسبياً ، ثم أثر الريـــاح كعامل مشكِّل خلع عـــلى المنخفضات مظهرها الحالي .

وفي حالة منخفض جغبوب يبدو أن نشأته الأولى قد نجمت عن هبوط بسيط أصاب الأرض في الجنوب ، في الوقت الذي كان فيه الجبل الأخضر وهضبة البطنان يرتفعان في الشمال . ولعل من أثر ذلك ما نراه من انحدار الأرض بين الهضبة البرقاوية والمنخفض انحداراً هيناً جداً نحو الجنوب . وقد تعدّل شكله بطبيعة الحال بفعل الماء الجاري على نحو ما أشرنا ، ثم بتأثير الرياح حينما حلّت ظروف الجفاف في العصر الجيولوجي الحديث .

وقد تسببت حركة الرفع التي أصابت الإقليم كله ، بالإضافة إلى العيوب والفوالق التي أنشأت الدرجات الرئيسية في الجبهة الشمالية للجبل الأخضر والبطنان ، في إحداث اضطراب في نظام التصريف المائي التابع ، فنجم عن

ذلك العديد من الانحرافات في المجاري المائية ، والكثير من عمليات الأسر النهري ، كما نشأت أودية تالية قصيرة المدى على سطح الدرجات الساحلية .

وفي نهاية عصر البليوسين كان المظهر الجيومورفولوجي لبرقة قد اتخذ شكلاً لا يختلف إلا قليلاً عن شكله الحالي . ويبدو أن احتفاظ الأشكال الأرضية بهيئتها القديمة حتى وقتنا الحاضر ، إنما يرجع إلى العمليات الكارستية في الصخور الكربونية التي يتركب منها الإقليم كله . وتشترك في هذه الصفة هوامش الجبل الأخضر والمنحدرات الجنوبية حيث كانت المياه تتشتت باطنياً في منطقة البلط . يضاف إلى ذلك أن التغيرات المناخية أثناء عصر البليوستوسين لم تتباين كثيراً في النظام والنوع ، وإن اشتدت في الكم والحدة ، وبالتالي فإن العمليات الجيومورفولوجية المناخية لم تتحول ولم يتغير نمطها ، فبقيت الأشكال الأرضية دون تعديل كبير .

وإذا ما انتقلنا إلى الزمن الرابع سنجد الهيكل العام لبرقة والبطنان مماثلاً لما كان عليه في أواخر عصر البليوسين ، ولما هو عليه في عصرنا الحاضر ، باستثناء النطاقات الساحلية . ذلك أن منسوب البحر قد عانى من سلسلة من الذبذبات الرأسية أثناء الزمن الرابع . وقد تسببت هذه الذبذبات في انتقال أفقي صغير نسبياً لخط الساحل . وترجع ضآلة الانتقال الأفقي إلى أن الساحل في معظمه ينحدر صوب البحر انحداراً شديداً . وترتبط مشكلة نشأة الأرصفة البحرية أو الدرجات الساحلية التي تطل على البحر في برقة والبطنان جزئياً بهذه الذبذبات التي حدثت في منسوب البحر المتوسط أثناء عصر البليوستوسين ، وهي مشكلة جيومورفولوجية ما تزال محل جدال ، وسنعرض لها فيما بعد .

وفي دراستنا لجيومورفولوجية برقة والبطنان أثناء الزمن الرابع ، يجب أن نضع نصب أعيننا عنصراً أساسياً لفهم الأحداث الجيومورفولوجية أثناء ذلك الزمن. ويتمثل هذا العنصر في تغير الظروف المناخية التي لا شك أثرت في كثافة العمليات الجيومورفولوجية في إقليمنا هذا ، بل وفي كل الأراضي الليبية . فلم

يكن عصر البليوستوسين عصراً بارداً فحسب بل أهم من ذلك أنه كان يتميز بتغيرات مناخية حادة قصيرة المدى إذا ما قورن بغيره من العصور الجيولوجية السابقة . فقد كانت تفصل بين الفترات الباردة التي خلالها كانت تنشأ الثلاجات ، إذا توافرت ظروف مناسبة ، فترات دفيئة أثناءها كانت تسود أحوال مناخية تشبه مثيلاتها في العصر الحالي بل أدفأ منها .

وهناك عدد من الشواهد الاستراتيجرافية والأركيولوجية تشير إلى حدوث تغيرات مناخية كانت لها آثار بيّنة على سواحل برقة . فلقد وصف ماك بورني وهيي (١٩٥٥) ثلاثة أنماط متميزة من الرواسب الساحلية لها أهمية مناخية خاصة :

النمط الأول : يتمثل في رواسب توجد عند خط الشاطىء ٦ متر فوق منسوب البحر الحالي ، وتحوي أصدافاً بحرية تشتمل على أنواع ما تزال تعيش الآن في مياه البحر المتوسط .

والنمط الثاني : عبارة عن رواسب من التوفا الكلسية تحوي بقايا حفريات منها طوابع أوراق نباتية وعظام جاموس منقرض ، وأغنام برية ، وحمار وحشي ، وسلاحف برية صغيرة ، بالإضافة إلى آثار للعصر الحجري القديم تنسب للحضارتين الليفالوازية والموستيرية عند موضع حاج كريّم . ويقرر ماك بورني (١٩٦٧ ص ١٣٠) أنها لا تماثل آثار أية طبقة في هاو فتيح ، ولكنها توازي آثار طبقات أخرى تقرر عمرها بالكربون المشع بنحو ٤٥٠٥٠ + ٣٢٠٠ سنة (ماك بورني ١٩٦٧ ص ٧١) . ويقترح هيي (١٩٦٨ ص ١٦٢) موازاتها بطبقات تؤرخ منذ حوالي ٥٠٠٠٠ سنة مضت .

والنمط الثالث : يتمثل في كثبان حفرية «حديثة» Young Fossil Dunes
تحوي حفريات من قواقع هيليكس ميلانوستوما Helix melanostoma
ويرتبط بالكثبان ويعاصرها ما سماه هيي بالحصى الأحدث Younger Gravels

ويزيد سمك الحصى الأحدث في بعض المواضع على عشرين متراً ،

ويكوّن مراوح رسوبية عند أسفل الحافة الساحلية . وهو يرتكز في بعض الأماكن على رواسب من التوفا الكلسية ومن المارل يبلغ أقصى سمك لها حوالي ثلاثين متراً ، وذلك في وادي درنة ، ويتداخل هذا الحصى جانبياً في تكوينات اسكري متماسكة (ماك بورني وهيى ١٩٥٥ ص ص ١٦٣ — ١٦٩) .

ويتركب الحصى الأحدث من حصى مختلط برواسب التربة الحمراء (تيرا روسا) . وتتغطى الحافة الساحلية إلى الشرق من بلدة طلميثة جزئياً بحصى متماسك لم يتقرر عمره . وفي الأجزاء الدنيا من مجاري الأودية الخانقية يوجد الحصى الأحدث أسفل تكوينات اسكري غير متماسكة (هيى ١٩٦٣) .

ويحوي الحصى الأحدث في كثير من الأماكن آلات حجرية ليفالوازية وموستيرية . ولما كان الحصى الأحدث يرتكز على التوفا الكلسية غير متوافق معها ، ولا يحوي آثاراً لصناعات أحدث ، فإن التواريخ المقررة للصناعات المماثلة في هاوفتيح (ماك بورني ١٩٦٧ ص ١٠٥ و ص ١٦٧) ترجح أن إرساب الحصى الأحدث قد تمّ فيما بين ٤٥٠٠٠ — ٤٠٠٠٠ ± ٢٠٠٠ سنة مضت . ويحوي الإسكري المفكك آلات دبّانية (هيي ١٩٦٣) ، وهي تعطي تواريخاً تتراوح بين ٣٨٠٠٠ — ١٥٠٠٠ سنة مضت (ماك بورني ١٩٦٧ ص ١٣٦ وص ١٧٠) . وتوجد في الراسب النهري الأحدث في أودية برقة أواني فخارية يونانية ورومانية في كل المستويات .

ورواسب النمط الأول الموجودة على خط الشاطىء ٦ متر هي رواسب بحرية ، أما الرواسب الأخرى فهي قارية ، وأحدث عهداً من الرواسب البحرية . وليست للحفريات البحرية الموجودة عند خط الشاطىء ٦ متر أهمية مناخية أو تأريخية خاصة ، ذلك أنها تتكون من فصائل من الرخويات ما تزال تعيش في مياه البحر المتوسط في وقتنا الحاضر . يضاف إلى ذلك أنه أمكن العثور في منطقة بنغازي على رواسب رملية هوائية النشأة تحتوي على قواقع من نوع الهيكلس Helix ، وهي ترتكز على رواسب أخرى بحرية المنشأ تحتوي

على حفريات الكاديوم Cadium والكاريثيوم Carithium . وفيما بين هذه الرواسب وتلك توجد طبقة من الصخر الجيري العقدي (دزيو ١٩٣٥ ص ٧٩) نرجح اعتبارها ممثلة لرواسب التوفا الكلسية التي ذكرها ماك بورني وهيي .

وبحسب ما يرى ماك بورني وهيي (١٩٥٥ ، ص ١٣٠) ينبغي إرجاع خط الشاطىء ٦ متر للفترة الدفيئة الأخيرة (ما بين جليدي ريس وفورم) ، أي إلى الفترة الجافة (غير المطيرة) الأخيرة بالنسبة للعروض الصحراوية وشبه الصحراوية . أما الرواسب القارية فقد تراكمت أثناء مرحلتين منفصلتين واضحتين أعقبتا الفترة الدفيئة الأخيرة . والمرحلة الأولى ، التي تمثلها رواسب التوفا الكلسية ، كانت تتميز بصيف حار ، أما الشتاء فيرجح أنه كان بارداً نوعاً ، وكانت كمية الأمطار السنوية كبيرة . أما المرحلة الثانية ، ويمثلها ويدل عليها الحصى الأحدث والكثبان الرملية الحديثة ، فكانت تتميز بشتاء شديد البرودة ، وبتساقط فصلي معتدل الكمية يُقارن بالتساقط في وقتنا الحاضر . ويحتمل أن هاتين المرحلتين الأولى والثانية تعاصران مرحلتين لجليد الفورم وتمثلانهما ، كمرحلتي مطر ، في برقة .

من هذا نرى أن الشواهد الاستراتيجرافية والباليونتولوجية والأركيولوجية في سواحل برقة تقتصر على أواخر عصر البليوستوسين ، فهي تعطينا فكرة طيبة عن الذبذبات المناخية في إقليم برقة أثناء آخر فترة باردة وهي فترة فورم ، لكنها ، بناء على الموقف العلمي الحالي ، لا توغل في القدم لأكثر من هذا ؛ فلم يُعثر حتى الآن ، ولا ينتظر العثور في المستقبل ، على رواسب بحرية أو قارية في النطاق الساحلي تُنسب لفترات باردة أقدم .

وترتبط بالتغيرات المناخية التي حدثت في الزمن الرابع ويدلّ عليها مورفولوجيا تكوين الأرصفة البحرية . وهي أثر من آثار الذبذبات الرأسية في مستوى البحر أثناء عصر البليوستوسين . هذه الذبذبات التي حدثت نتيجة

لتراكم الجليد فوق اليابس ، ثم انحساره عنه بالانصهار ، وهي الذبذبات التي يمكن أن نطلق عليها « الذبذبات الجليدية المائية في منسوب البحار » أو « الذبذبات الإيوستاتية » . وهي النوع الوحيد الذي يمكننا تتبعه عبر مسافات شاسعة ، وإجراء المقارنات والربط بين مناسيبها حول سواحل العالم. ويمكن التعرف على المناسيب العالية السالفة لمياه البحار (خطوط الشواطيء القديمة أو الأرصفة البحرية) باعتبارها تمثل ذبذبات جليدية إيوستاتية عندما يتبين من دراسة الرواسب والتكوينات وما تحويه من حفريات نباتية وحيوانية ، أو من دراسة نوع وطبيعة التعرية والإرساب أنها قد حدثت أثناء فترة دفيئة . وطبيعي أن تساهم الحركات التكتونية أو التوازنية (الأيزوستاتية) في ذلك ، إذ ينبغي أخذها في الاعتبار ، خصوصاً حينما نجد الأرصفة البحرية القديمة على منسوب أعلى بكثير من خط الشاطيء الحالي .

وما تزال مسألة أصل نشأة مدرجات ساحل برقة والبطنان محل جدال بين الباحثين . وقد كانت تلك الدرجات أو بعض منها موضوع دراسة لكثير من البحـــاث نذكر منهم G. Stefanini (١٩٢٣) ، و M. Marchetti (١٩٣٤) ، و A. Disio (١٩٣٩) و Mc Burney & Hey (١٩٥٥) ، وجودة (١٩٧٢) وذلك بالنسبة لأرصفة ساحل برقة . أما درجات ساحل البطنان فقد درسها كل من C. Migliorini (١٩٢٠) و C. Crema (١٩٢٥) ، و A. Disio (١٩٢٨ ، ١٩٣٩) .

ويبدو المنحدر الشمالي للجبل الأخضر مقطعاً بواسطة عدد من العيوب التي تجزي لمسافات كبيرة موازية لخط الساحل ، وفوالق أخرى تمتد موازية لخط ساحل البطنان . ويرى دزيو أن العيوب المذكورة قد أنشأت سلسلة من الدرجات . ويعتقد أن الأسطح التي تقع أعلى وأسفل الحافات العيبية تماثل المدرجات التركيبية . أما هيي Hey (١٩٥٥) فيرى أن كل مدرجات شمال

برقة قد نشأت نتيجة للتعرية البحرية ، فهي أرصفة بحرية ، كما يعتقد أنه من الممكن تفسير عدم انتظام ارتفاع أكبر المدرجات بعمليات تحطيم تكتونية حدثت عقب تكوين المدرجات .

ومن خلال الدراسات القديمة التي قام بها دزيو عام ١٩٣٩ ، استنتج أن المدرجات العليا ، التي وجد أنها محدودة بخطوط انكسارية واضحة ، هي مظاهر للسطح التحاتي القديم للجبل الأخضر ، هبط في هيئة درجات صوب الشمال نتيجة لتحركات كتليّة حدثت على سطوح الفوالق . ولكي يتفق رأي دزيو الذي يقول بالنشأة الانكسارية للأرصفة مع ما يدّعيه هيي من أن كل سطوح الدرجات من صنع التعرية البحرية ، فإنه ينبغي افتراض أن الصدوع أقدم ، وأن الحافات الانكسارات قد أزيلت بواسطة التعرية . وهذا يتناقض مع ما يؤكده دزيو الذي يسوق أدلة تشير إلى أن عمر هذه العيوب أحدث ، ويرى أنها بليوسينية النشأة ، بل يذهب أبعد من ذلك ويقول باحتمال حدوثها في عصر البليوستوسين ، استناداً على دراسات مماثلة في أجزاء كثيرة من سواحل البحر المتوسط . ويتضح من دراسات مرشيّي Marchetti أنه حتى الفوالق الحديثة النشأة قد تسببت في تكوين درجات طبوغرافية ، ومثالها العيوب التي تمر بالقرب من منطقة مخيلي ..

ونحن لا نعرف أحداً من الباحثين قد أشار إلى عثوره فوق الدرجات العليا على أثر من آثار فعل التحات البحري كالفجوات والثقوب ... ، أو على رواسب بحرية تنتمي لما بعد عصر الميوسين . ونخلص من هذا وذاك إلى أنه بناء على الموقف العلمي الحالي ما يزال باب مشكلة تكوين درجات برقة مفتوحاً للنقاش .

ومع هذا فإننا سنحاول في السطور التالية تصنيف درجات الجبل الأخضر حسب المنسوب والمظهر ، والخروج بتفسير يتفق مع ما أمكن الوصول إليه في جهات متعددة من سواحل البحر المتوسط . وكأساس لمحاولتنا هذه سنضع

نصب العين أنه لا يشترط بالضرورة إرجاع نشأة كل المدرجات لعامل واحد ، فهناك من درجات الجبل الأخضر الساحلية ما قد تُعزي نشأتها إلى العيوب ، ومنها ما قد تدين بتشكيلها إلى التعرية البحرية .

ومن الممكن أن نميز نمطين من المدرجات في إقليم برقة .

نمط يعلو منسوب ٢٠٠ متر ، وتتصف درجاته بسطوح مموجة وغير منتظمة ، وتخلو من آثار التعرية البحرية والإرساب البحري فيما بعد عصر الميوسين ، وتتفق امتداداتها مع خطوط عيبية . ويبدو أن هذا النمط من المدرجات يمثل بقايا سطح تحاتي قديم هبط في هيئة درجات نتيجة لحركة تكتونية على امتداد سطوح انزلاق صدعية .

والنمط الثاني : يقع أدنى من منسوب ٢٠٠ متر ، ويختلف عن النمط الأول في أنه أكثر استقامة وانبساطاً . ويتميز بتعدد درجاته ، وقلة اتساعها نسبياً ، وبانحدارها الهين المنتظم تجاه البحر . ويمكن العثور في أسطحها الصخرية على رواسب بليوستوسينية بعضها هوائي ، وبعضها الآخر قد تمّ إرسابه بواسطة البحر .

والرواسب البحرية أقل انتشاراً من الهوائية ، وينحصر وجودها على الخصوص في الأجزاء الداخلية من أسطح المدرجات حيث استقرت في مواضع حفظ مناسبة . وهي تشاهد عادة في هيئة رقع ضيقة متقطعة عند حضيض الجروف ، وتحوي بقايا أحياء بحرية ، ومجمعات صخرية من الصوان . أما الرواسب الهوائية فهي أكثر انتشاراً ، وتوجد على امتداد الهوامش الداخلية للأرصفة على هيئة أشرطة أو شطوط ، ومن الممكن مشاهدتها أيضاً على واجهات الجروف .

وتتصف الرواسب سواء كانت بحرية أو هوائية بالتماسك والاندماج وتبدو ملتصقة بشدة بالأساس الصخري الذي يبدو مكشوفاً ظاهراً في معظمه ...

هذا النمط من الدرجات يمثل الأرصفة الساحلية التي نشأت بفعل التعرية البحرية في الجبل الأخضر .

وتقع مدرجات النمط الأول (الإنكساري النشأة) أعلى منسوباً من مدرجات النمط الثاني كما أسلفنا . وهي تشكل مستويين رئيسيين يتفقان مع الصدعين الرئيسيين . ويبلغ عدد المدرجات الساحلية من النمط الثاني سبع ، وهي أرصفة لا يشك في نشأتها عن طريق التعرية البحرية ، مع التحفظ بالنسبة للدرجات التي يتراوح ارتفاعها بين ٢٠٠ — ١٠٠ متر . فقد تبين لنا من دراستها أن العمليات التكتونية قد شاركت في نشأتها ، وهذا ما سنشير إليه بعد قليل . وتتفق هذه الدرجات السبع مع عدد مماثل من خطوط الشواطىء القديمة التي ميزها هيي (١٩٥٥ ، ص ٧١) على المناسيب الآتية فوق مستوى البحر الحالي :

٢٠٠ — ١٤٠ متر (شاطئان بحريان ؟)

٩٠ — ٧٠ متر رصيف صقلي

٥٥ — ٤٤ متر رصيف ميلازي

٤٠ — ٣٥ متر رصيف تيراني

٢٥ — ١٥ متر رصيف موناستيري

٦ متر (الفترة الدفيئة الأخيرة أو مرحلة دفيئة قطعت آخر فترة جليدية وهي فترة فورم) .

وإذا ما وضعنا أرقام مناسيب خطوط الشواطىء البحرية هذه في إطار مقارنة مع أرصفة سواحل حوض البحر المتوسط على نحو ما يوضحه الجدول رقم (١) لأمكننا استخلاص النتائج الآتية :

أرصفة بحرية بحوض البحر المتوسط (بالأمتار)		أرصفة بحرية تونس ـ الجزائر (بالامتار)	مناسيب بحرية إقليم مريوط مصر ـ بالأمتار	الرصيف البحري وعمره	أرصفة بحرية برقة ـ ليبيا (بالأمتار)	وادي القطارة ليبيا جودة (١٩٧٢)	
بيدل Buedel (١٩٦٣)	فولدشتيب Woldstedt (١٩٦٦)	ديبريه Depret (١٩٦٨)	شكري وآخران (١٩٥٦)		هيي وماك بورني (١٩٥٥)	مدرجات (بالأمتار)	نقط تجديد الشباب (بالأمتار)
						٢٤٠ — ٢٣٠	—
						٢١٥ — ٢٠٥	٢١٠
١٨٠				الكلابري بليوستوسين أقدم	٢٠٠ — ١٤٠ شاطآن بحريان	٢٠٠ — ١٨٠ ١٧٠ — ١٦٠	١٩٠ ١٧٠
						١٣٠ — ١٢٠	١٣٠
١٠٠	١٠٠ — ٨٠	١٠٠ — ٩٠	١١٠ — ٨٠	الصقلي ، ما قبل جونز	٩٠ — ٧٠	٨٠ — ٧٠	٨٠
٦٠	٦٠	٦٠ — ٥٥	٦٠	ميلازي ، جونز — مندل	٥٥ — ٤٤	٦٠ — ٥٠	٦٠
٤٠ — ٢٨	٣٠	٣٠ — ٢٨	٣٥	تيراني ، مندل — ريس	٤٠ — ٣٥	٤٥ — ٣٥	٤٠
٢٨ — ٢٠	١٨ — ١٥	٢٠ — ١٨	٢٥	موناستير[1] ، ريس ـ فورم	٢٥ — ١٥	٢٧ — ١٢	—
٨ — ٧	٨ — ٧	٦ — ٥	١٠	موناستير[2] ، ما بعد الجليد	٦	تيراروسا ٧ دمل بحري	١٠

جدول (١) المدرجات ونقط التجديد بوادي القطارة ـ ليبيا ، ومقارنتها بالأرصفة البحرية في حوض البحر المتوسط (عن جودة ١٩٧٢) .

١ ــ خط الشاطىء عند منسوب ٦ متر الذي أرجعه هيي للفترة الدفيئة الأخيرة أو لمرحلة انقطاع دفيئة فصلت جليد الفورم ، ينبغي تصحيح عمره ، وتأريخه بفترة ما بعد الجليد ، فهو يوازي رصيف موناستير «٢» في جهات أخرى من سواحل حوض البحر المتوسط .

٢ ــ الشاطئان البحريان العلويان (على مناسيب ١٤٠ ــ ٢٠٠ متر) اللذان أشار إليهما هيي بعلامة استفهام لأنه لم يستطع تأريخهما ، ينبغي إرجاع عمرهما إلى الفترة الكلابرية في أوائل عصر البليوستوسين (انظر الجدول رقم ١) .

هذا وقد سبق أن أشرنا إلى أن الدرجات التي تقع دون منسوب ٢٠٠ متر هي درجات بحرية النشأة ، وذلك تمشياً مع المؤيدين للنظام الإيوستاني والذين يضعون نشأة الرصيفين الكلابري والصقلي فيما قبل جليد الجونز . ولما كانت الفترة الزمنية السابقة لفترة جليد الجونز طويلة جداً (يقدرها بعض الباحثين بنصف عصر البليوستوسين على الأقل) ، ولم يتم تصنيفها بوضوح ودقة حتى الآن ، ولما كان الحدّ الفاصل بين عصري البليوسين والبليوستوسين يقع أسفل الرصيف الكلابري ، فإن الباب ليظل مفتوحاً لكل التقديرات والآراء الخاصة بوضع نظم للذبذبات في مستوى مياه البحر أثناء عصر البليوستوسين القديم .

والتحفـّظ الذي أشرت إليه بالنسبة لنشأة الدرجات التي يتراوح ارتفاعها بين ٢٠٠ ــ ١٠٠ متر له ما يبرره ، وهي الدرجات التي توازي الرصيف الكلابري الذي يقع على منسوب يصل إلى حوالي ١٨٠ متر فوق مستوى البحر الحالي . فهي تبدو في شكل مسطحات أرضية قديمة رُفعت بشدة نتيجة لحركات تكتونية . وهذه الرقاع الأرضية تمتد بهيئتها هذه على طول سواحل طويلة في شمال أفريقيا وجنوب أوربا وجنوب آسيا . ونحن نرى ، بناء على مظهرها وعلى عمرها (ما قبل فترة جونز الجليدية) ، بأن الذبذبات الجليدية الإيوستاتية لم تشارك في تكوينها . وهذا لا يَنفي أثر البحر فيتكوينها قبل أن تصيبها حركة الرفع .

أما الرصيف الصقلي ، وارتفاعه في سواحل برقة لا يزيد على ٩٠ متراً ، فقد نشأ أثناء فترة بليوستوسينية دفيئة سبقت جليد جونز . ونرى أنه أثناء تكوينه لم يكن جليد الغطاءات الجليدية الداخلية فوق القارة القطبية الجنوبية وفوق المناطق الجليدية الأخرى قد تراكم بشكله الحالي على الأقل . ولهذا فإنه في وقت تكوين هذا الرصيف البحري كان مستوى مياه البحار العالمية أكثر ارتفاعاً منه في العصر الحالي (بحدّ أقصى ٥٥ متراً أعلى منه حالياً) . وفوق مثل هذا المنسوب كانت تقع حينذاك مدرجات الرصيف الصقلي في حوالي نفس ارتفاع الرصيفين الميلازي (٥٥ متراً في برقة) ، والتيراني رقم «١» (٤٠ متراً في ساحل برقة) فوق المنسوب الحالي لمياه البحر .

ولما كانت مدرجات برقة والبطنان تقع على طول سواحل عانت وتعاني من حركات رفع تكتونية ، فإننا نميل إلى افتراض حدوث حركات أرضية محلية ساهمت في رفع تلك الأرصفة البحرية ، بالإضافة إلى الازدياد المستمر في تراكم الجليد فوق قارة أنتاركتيكا . ونحن نفضل هذا التفسير (لموقع هذه الأرصفة على ارتفاعات كبيرة نسبياً فوق مستوى البحر في عصرنا الدفيء الحاضر) على غيره كافتراض حدوث حركة هبوط عامة وتدريجية أصابت قاع البحر العميق أثناء عصر البليوستوسين .

وتتكرر الظواهر الجيومورفولوجية العامة لبرقة في هضبة البطنان ، ولكن بشكل مخفف إلى حد كبير . فهنا أيضاً يجري خط تقسيم المياه بالقرب من ساحل البحر المتوسط وموازياً له فوق حافة عريضة غير منتظمة الانحدار ، إذ ينحدر سفحها الجنوبي انحداراً سهلاً نحو الجنوب إلى ارتفاع نحو مائة متر ، أي إلى حافة الدرجة التي تحدّد هامش منخفض جغبوب — جالو ، بينما يميل سفحها الشمالي وينحدر انحداراً أشد بكثير صوب البحر . ومرة أخرى ، كما في برقة ، يتقطع السفح الشمالي بسلسلة متتابعة من المدرجات في اتجاه البحر .

وتحتاج مدرجات البطنان لدراسة حديثة متكاملة . فالدراسات التي نُشرت

عنها قديمة وناقصة . وإذا ما أردنا إقامة استمرار أو موازاة بين مدرجات برقة ومدرجات البطنان فإننا سنجد الأمر صعباً . ففي البطنان تبدأ الأرصفة من الغرب في خليج بمبه بسلسلة من تموجات أرضية هينة . فإذا ما اقتربنا من وادي بلفاريس Belfarais تظهر الدرجة الأولى أو السفلى . وهي تقع على ارتفاع نحو مائة متر فوق مستوى البحر ، وتستمر في الارتفاع كلما اتجهنا شرقاً حيث تبلغ علواً فيما بين رأس المحيطة ومرسي العودة يجعلهما بمثابة الدرجة الثانية ، إذ تظهر درجات أخرى أسفلها في اتجاه البحر . وعند أسفل هذه الدرجة يمتد سهل ساحلي في شكل شريط ضيق على طول خليج بمبه ، ثم يأخذ في الارتفاع التدريجي إلى شرقي عين الغزالة .

وتجاه البحر تظهر حافة درجة جديدة تبقى منخفضة حتى رأس المحيطة ، ثم ترتفع بعدها بسرعة حتى مرسى العوده ، وتعود إلى الانخفاض مرة أخرى إلى الشرق من الأخيرة . وتصبح الدرجة الأولى (السفلى) بمثابة الدرجة الثانية (العليا) على نحو ما أسلفنا ، وذلك فيما بين رأس المحيطة ومرسى العوده . ويبدو أن هذه الدرجة تنقسم هنا إلى درجات ثانوية ، كما تظهر درجات أخرى بالاتجاه نزُلاً نحو البحر . ويرتفع المدرج العلوي تدريجياً في اتجاه الجنوب حتى نصل إلى خط تقسيم المياه بين البحر المتوسط والأحواض الداخلية . وتمثل خط التقسيم هنا حافة يبلغ أقصى ارتفاع لها في هذا النطاق نحو ٢١٢ متراً .

وفي منطقة طبرق يمكن مشاهدة خمس درجات سبق أن وصفها كريما C. Crema عام ١٩٢٥ ، وقال بأنها ناشئة عن التعرية البحرية . وارتفاعات الدرجات أو الأرصفة على النحو التالي :

الرصيف الخامس (الأعلى)	١٥٠ مترا
الرصيف الرابع (العلوي) لم يذكر ارتفاعهما الرصيف الثالث	
الرصيف الثاني	٩٥ مترا
الرصيف الأول (الأسفل)	٥٠ مترا

وقد قام مجليوريني C. Migliorini بدراسة مدرجات طبرق عام ١٩٢٠ ، وهو لم يحدد ارتفاعاتها . ويبدو من وصفه لها أنها مدرجات انكسارية . وهو وإن لم يذكر الدرجة العليا (الخامسة) ، إلا أنها تبدو مستقلة في الرسم . وفي رأيه أن الرصيف الرابع والثالث والثاني تمر جميعاً فوق سطح واحد منحدر من الرصيف العلوي (الرابع) إلى الرصيف الأسفل . وبحسب هذا الوصف يرى الباحث المشار إليه وكذلك دزيو (١٩٧١) أن تلك الدرجات تمثل كتلا لسطح طبوغرافي قديم واحد ، تغيّرت مواضعها بواسطة العيوب .

وتستمر المدرجات ظاهرة واضحة حتى شرقي طبرق ، وإن كان عددها يتناقص عموماً فيصبح أربعة أرصفة أو ثلاثة حتى نصل إلى مرسى اللوك . وبالتدريج يتناقص ارتفاع منسوب الهضبة ، وبالتالي يقل علو المدرجات حتى مشارف رأس الملح . وبالاتجاه شرقاً من الموقع الأخير ، ينحصر ظهور المدرجات في درجتين محددتين تحديداً حسناً . وتتميز الدرجة السفلى منهما بحافة مرتفعة وجروف شديد الانحدار ، لكنها تتلاشى قبل الوصول لموقع برديه . أما الدرجة العليا فيستمر امتدادها حتى بردية حيث تظهر هناك منفردة على ارتفاع يتراوح بين ١٠٠ — ٨٥ متراً .

وقد أشار دزيو (١٩٧١) إلى أنه في بحثه عام ١٩٢٨ إرتآى أن رصيف بردية إنما نشأ بتأثير التعرية البحرية ، ثم عاد وغيّر رأيه في عام ١٩٣٩ وأخذ بتفسير مجليوريني Migliorini الذي اعتبر الرصيف ذا نشأة انكسارية . وقد قاده للأخذ بهذا الرأي محاولته تفسير أصل نشأة بعض الأحواض الطولية التي تسمى « سجيفه » ، والتي تعترض انبساط سطوح الدرجات ، ووجد في هذه النظرية خير تفسير لكيفية نشوء تلك الأحواض .

والواقع أن تفسير تكوين السجيفه بعمليات انكسارية ليبدو مستبعداً . ولا ينبغي لتعليل نشأتها ربطها بتكوين الدرجات عن طريق تكتوني . ولعل تفسير كيفية تكوينها يبدو وشيكاً إذا ما اعتبرناها بمثابة أودية تالية كانت تجري

لتتصل بالأودية الرئيسية التي تقطع الحافات وتجري فوق أسطح الدرجات في طريقها إلى البحر .

من هذا يمكننا أن نلاحظ تبايناً في عدد الدرجات واختلافاً كبيراً في ارتفاعاتها على امتداد الجبهة البحرية لهضبة البطنان ، كما نرى التردّد في كيفية نشوئها : هل مدرجات البطنان قد تكونت نتيجة للتعرية البحرية على مراحل بسبب الذبذبات الإيوستاتية أثناء عصر البليوستوسين ؟ أم هي مظاهر لسطح تحاتي قديم تكسّر بواسطة العيوب وهبط في درجات تجاه البحر ؟ .

وهنا أيضاً يمكننا القول ، كما سبق أن ارتأينا بالنسبة لمدرجات الجبل الأخضر ، بأن المدرجات التي لا تتمشى مع خطوط انكسارية واضحة هي في واقع الأمر بحرية النشأة والتشكيل ، وهي الدرجات التي لا يتعدى ارتفاعها المائة متر فوق منسوب البحر الحالي . أما الأحواض الطولية أو السجيفة التي تُرصّع أسطح الدرجات فهي في الأصل إما مجاري أودية تالية ، أو أنها ناتجة عن عمليات الاختيار التحاتية سواء كان ذلك بفعل النحت البحري وقت تكوين الدرجات ، أو بتأثير العمليات الكارستية أو بفعلهما معاً . ويمكن تفسير عدم الانتظام في توزيع ارتفاعات الدرجات عن طريق حركات تكتونية حديثة أدّت إلى تشويه الدرجات بعد نشوئها .

ويحسن بنا وقد وصلنا إلى الحدود المصرية مع ليبيا أن نشير إلى الدراسات الحديثة التي أجريت بساحل البطنان المصري . فبحسب الأبحاث التي قام بها شكري وفيليب وسعيد عام ١٩٥٦ في النطاق الساحلي الواقع بين السلوم ومرسي مطروح توجد أرصفة بحرية على مستويات مختلفة ، وارتفاعاتها التقريبية كما يلي :

٢٠٠	متر	رصيف كلابري
١٠٠	متر	رصيف صقلي
٦٠	متر	رصيف ميلازي
٣٥	متر	رصيف تيراني .

٢٥ متر رصيف موناستيري

٧ متر رصيف أواخر موناستيري

وبمقارنة المدرجات على الجانبين المصري والليبي من البطنان نرى أن مناسيب الأرصفة ليست متناسقة . وفي اعتقادنا أن هذا يرجع إلى نقص في الدراسة على الجانب الليبي من البطنان نظراً لأن أبحاث كل من مجليوريني Migliorini وكريما Crema غير مكتملة كما سبق أن رأينا .

هذا وقد قام البحاث المصريون الثلاثة المشار إليهم بدراسة وافية وكاملة ، شملت أبحاثاً ميكرو باليونتولوجية ، على الحواجز المكونة من صخور جيرية حبيبية ، والتي تمتد على طول النطاق الساحلي غربي الإسكندرية ، وقد توصلوا إلى النتائج التي يجدها القارىء ملخّصة في الجدول رقم ٢ .

اسم الحاضر	ارتفاعه بالأمتار	تأريخه
علم شلتوت	١١٠	صقلي أ
رقبة الحالف	٩٠	صقلي ب
المخيرطة	٨٥	صقلي ج
علم الخادم	٨٠	صقلي د
خشم الكيش	٦٠	ميلازي
جبل مريوط	٣٥	تيراني
أبو صير	٢٥	موناستيري رئيسي
الحاجز الساحلي	١٠	أواخر موناستيري
جزيرة المرفأ	صفر (منسوب البحر الحالي)	ما قبل العصر الروماني (تكوّن أثناء دور هبوط في منسوب البحر) .

جدول (٢) الحواجز الجيرية غربي الإسكندرية ومناسيبها .

وهذه الحواجز في رأي البعض (ومنهم شكري ١٩٥٦ ، وزوينر Zeuner ١٩٥٩) عبارة عن سلاسل تلالية تمثل حواجز بحرية أو ألسنة بحرية ، وتتركب من حبيبات رملية جيرية متماسكة . وتفصل الحواجز عن بعضها منخفضات كانت بحيرات ساحلية (لاجونات) تحوي رواسب بحيرية يتعاقب في طياتها الجبس والمارل . وفي رأى البعض الآخر (ومنهم هيوم Hume ١٩٢٨ ، وعبده شطا ١٩٥٥ ، ١٩٥٧) ما هي إلا كثبان رملية ساحلية تكونت بفعل الرياح الشمالية الغربية على امتداد شواطىء بحرية قديمة ، وقد تماسكت حبيبات الرمال الجيرية بفعل التجوية الكيميائية وذلك عن طريق الإذابة بمياه المطر ثم إعادة التبلور والتماسك بعد الجفاف . وقد جرت موازاتها بالأرصفة البحرية في سواحل حوض البحر المتوسط عن طريق تحديد مناسيبها على نحو ما يوضحه الجدول رقم (٢) .

وإذا ما أجرينا مقارنة بين مناسيب أرصفة البطنان المصرية والحواجز البحرية المصرية ومناسيب الدرجات أو خطوط الشواطىء القديمة في برقة ، فإننا سنجد اتفاقاً وتناسقاً كبيراً بينها (انظر الجدولين ١ ، ٢) ، ولا يشذ عن ذلك سوى خط الشاطىء ١٤٠ متر في برقة الذي لا وجود له في سواحل مصر ، والذي يمكن اعتباره درجة كلابرية . وقد سبق لنا أن أشرنا أن جميع أرصفة سواحل حوض البحر المتوسط التي تنسب للفترة الكلابرية مشكوك في أصلها البحري . ونحن نرى ، مع معظم الكتاب ، بأنها تكتونية النشأة .

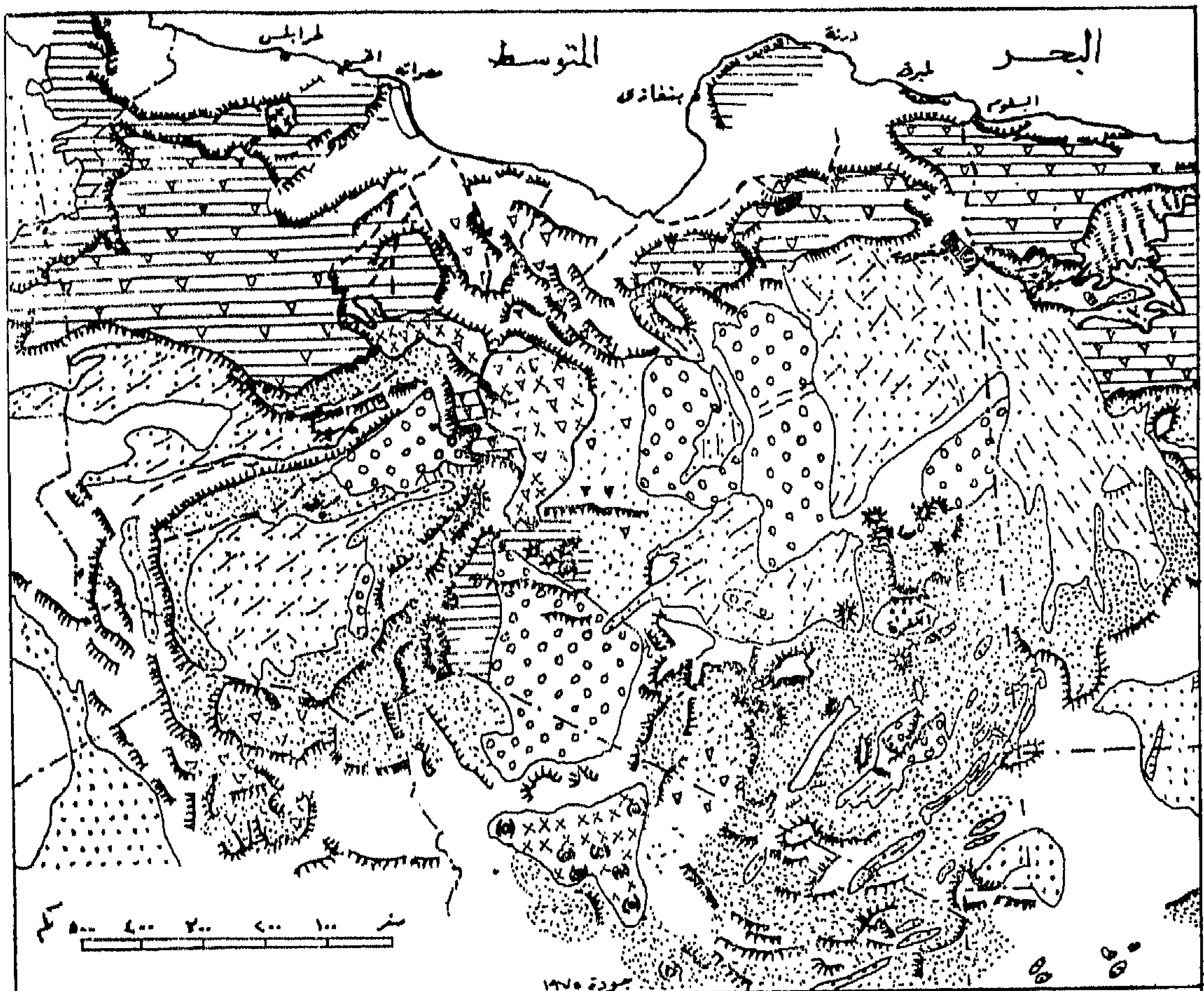
ويرتبط بالتغيرات المناخية التي حدثت أثناء الزمن الرابع ويدل عليها جيومورفولوجيا (عدا الأرصفة البحرية) تكوين المدرجات الحصويّة على القطاعات العرضية للمجاري النهرية ، وظهور نقط تجديد الشباب على قطاعاتها الطولية . ووجود هذه وتلك يعتبر مشيراً إلى تغيّر في مستوى القاعدة ، وهو بالنسبة لأودية برقة منسوب البحر المتوسط . ففي وادي القطارة أمكن اكتشاف تسع درجات نهرية (جودة ١٩٧٣ ، صفحات ٨٦ — ٩٦) تقع على جوانب

الوادي الرئيسي ابتداء من قسمه المعروف باسم « رقبة الناقة » حتى مصبه في البحر (جودة ١٩٧٣ ، أشكال ٢٣ ، ٢٤ ، ٢٥) ، وجرت موازاتها بنقاط تجديد الشباب على القطاع الطولي للوادي (جودة ١٩٧٣ ، شكل ٢٦) وبخطوط الشواطىء القديمة في ساحل برقة وفي سواحل البحر المتوسط (جدول ١) ، وتمّ تقييمها على النحو التالي (جودة ١٩٧٣ ، ص ٩٤) : —

« والمدرجات الخمسة الأقدم بلايوسينية — بلايوستوسينية . وبعض منها يقابل الرصيف البحري الكلابري . وأغلب الظن أنها نشأت مع نقط التجديد التي توازيها نتيجة لحركات تكتونية ، ومثلها الرصيف الكلابري فهو رصيف أيزوستاتي . والمدرجات الأخرى مع ما يصاحبها من نقط التجديد ناشئة في أكبر الاحتمالات عن ذبذبات إيوستاتية في مستوى القاعدة تعاصر مناسيب البحر الصقلية والميلازية والتيرانية . ويفتقر قطاع الوادي لنقطة انقطاع تقابل منسوب البحر الموناستيري رقم (١) الذي يمثله هنا تكوينات التيراروسّا ابتداء من منسوب ٣٧ متر . وأخيراً توازي تكوينات الرمل البحرية ونقطة التجديد على ارتفاع ١٠ متر الرصيف الموناستيري رقم (٢) » .

وبناء على الدراسات والمقارنات التي أوردناها يمكننا القول بحدوث خمس فترات مطيرة في برقة أثناء الزمن الرابع تعاصر خمس فترات باردة أو جليدية في وسط أوربا . ويتضح لنا من التكرار المتشابه لظروف المطر والجليد أن فترات الجليد الأوربية كانت تتحكم في ظهور فترات المطر في برقة . وقد كان يصحب المطر انخفاض في درجات الحرارة ، وعمليات انسياب أرضي ، وهبوط شديد لحدود فعل الصقيع . فقد سبق لهيي (١٩٥٥ — ١٩٦٣) الإعلان عن وجود اسكري بليوستوسيني من عمرين مختلفين في أودية برقة الشمالية ، ونسبهما لدورين مطيرين باردين (أكثر برودة بكثير من الوقت الحالي) يقعان في البليوستوسين الحديث . وقد عزى تكوين مواد الاسكري لفعل الصقيع . وفي مدرجات وادي القطارة (جودة ١٩٧٣) ينتشر وجود الكتل الصخرية الجيرية المتفاوتة الأحجام وكلها خشنة حادة الحواف . وهي تظهر إما

مختلطة بحصى المدرجات أو مكوّنة لنطاق منفرد يتركب كلية منها . وهي قد تندمج في بريشيا بواسطة التيرا روسّا كمادة لاحمة . وكلها شواهد تدل على زيادة في معدلات الرطوبة والتبريد وفعل الصقيع أثناء فترات معلومة من عصر البليوستوسين .



شكل (١) : مورفولوجية ليبيا والأراضي المتاخمة

- بركان (٥)
- حافة - واجهة كويستا
- وادي
- حدود سياسية
- محلة عمرانية
- هضاب صخور رملية
- منخفضات دون منسوب البحر
- نطاق رملي
- نطاق رملي مع كثبان رملية
- جبال جزيرية والهضاب صغيرة (قور)
- صحراء رملية - عرق
- صحراء حصوية - سرير
- صحراء صخرية - حماده
- هضاب بازلتية
- هضاب جيرية

المراجع

جودة حسنين جودة (١٩٦٦) : العصر الجليدي ، أبحاث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين . منشورات جامعة بيروت العربية .

جودة حسنين جودة (١٩٧١) : عصور المطر في الصحراء الكبرى الأفريقية ، بحث في الجيومورفولوجية المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع . مجلة كلية الآداب ــ جامعة الإسكندرية .

جودة حسنين جودة (١٩٧٣) : أبحاث في جيومورفولوجية الأراضي الليبية . منشورات جامعة بنغازي .

Buedel, J. (1965) : Eiszeitalter und heutiges Erdbild. Die Umschau, Heft 1.

Conan, L.C. and Goudarzi, C.H. (1964) : Geologic Map of Libya, U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map 1-350 A scale 1 : 2,000,000.

Cotton, Ch. (1963) : The question of high pleistocene shorelines. Trans. roy. Soc. New Zealand (Geol.) 2. 5. Wellington.

Crema, C. (1925) : Le "Seghife" particolaritâ morfologica dei dintorni di Tobruch. Atti. IX Congr. Geogr. Itat. Vol. II, Genova.

Depéret, C. (1928) : Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. C. R. Acad. Sci. Paris.

Desio, A. (1928) : Resultati scientifica della Missioni alla Oasi di Giarabub (1926-27). Parte I : La Morfologia Pubbl. della R. Soc. Geogr. Ital, Roma.

Desio, A. (1939) : Studi morfologici sulla Libia orientale. Missione Scient. R. Accad. d'Italia a Cufra, Vol. II, Roma.

Desio, A. (1953) : Brève synthèse de l'évolution morphologique du territoire de la Libye. Bull. Soc. Royale de Géogr. d'Egypte, t. XXV., pp. 9-21, Cairo.

Desio, A. (1971) : Outlines and Problems of the Geomorphological Evolution of Libya from the Tertiary to the present day. Symposium on the Geology of Libya. Tripoli.

Flohn, H. (1963) : Zur meteorologischen Interpretation der pleistozaenen Klimaschwankungen. Eiszeitalter und Gegenwart 14; Oeringen/Wuertenberg.

Hey, R. W. (1956) : The Geomorphology and Tectonics of the Jebel Akhdar (Cyrenaica). Geol. Mag., Vol. XCIII, No. 1, pp. 1—14, Herford.

Hey, R. W. (1962) : Quaternary and Palaeolithic of Northern Libya. Quaternaria, Vol. VI, Roma.

Hey, R. W. (1963) : Pleistocene screes in Cyrenaica (Libya). Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 14, Oehringen.

Hey, R. W. (1968a) : The Geomorphology of the Jebel al-Akhdar and Adjoining Areas. Petroleum Expl. Soc. of Libya. 10th Annual. Field Conf., Tripoli.

Hey, R. W. (1968b) : The Quaternany Geology of the Jebel al-Akhdar Coast. Petroleum Expl. Soc. of Libya, 10th Annual Field Conf., Tripoli.

Hume, W. F. and Little, O. H. (1928) : Raised Beaches and Terraces of Egypt. Union Geogr. Inter., Paris.

Knentsch, G. (1942) : Mitteilungen ueber neue Beobachtungen zur Geologie der Marmarica. Geol. Rundschau, Vol. 33, Leizbig.

Marchetti, M. (1934) : Note illustrative per un abbozzo di carta geologica della Cirenaica. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. LIII, fasc. 2, Roma.

McBurney, C.M.B. and Hey, R.W. (1955) : Prehistory and Pleistocene Geology in Cyrenaican Libya. Cambridge University Press, Cambridge.

Migliorini, C. I. (1920) : Geologia e Paleontologia dei dintorni di Tobruc. Palaeont. Italica, Vol. XXVI, Pisa.

Monod, T. (1938) : Sur quelques coquilles marines du Sahara et du Soudan. Paris.

Moseley. F. (1965) : Plateau calcrete, calcreted gravels, cemented dunes and related deposits of the Maallegh-Bomba region of Libya, Zeitsch. fuer Geomorph. N. F., Bd. 9, Leipzig.

Shata, A. (1955) : An introductory note on the Geology of the northern portion of the Western Desert of Egypt. Bull. Desert Inst. T. V., No. 2., Cairo.

Shata, A. (1957) : Remarks on the Physiography of El-Amiria-Maryut Area. Bull. Coc. Egypte, T. XXX. Cairo.

Shukri, N. M., Philip, G. and Said, R. (1956) : The Geology of the Mediterranean Coast between Rosetta and Bardia. Part II, Pleistocene Sediments : Geomorphology and microfacies. Bull. Inst. Egypte, T. XXXVIII, Fasc. 2, pp. 395-427, Le Caire.

Sterfanini, G. (1923) : Fossili terziari della Cirenaica, Palaeont. Italica, Vol. 27, Pisa.

Woldstedt, P. (1966) : Ablauf des Eiszeitalters. Eiszeitalter und Gegenwart, 17, Oehringen.

Zeuner, F. E. (1959) : The Pleistocene Period, 2d. Ed. London.

البحث الخامس

جيومورفولوجيه الجبل الغربي منذ نشوئه حتى العصر الحديث

جيومورفولوجية الجبل الغربي

منذ نشوئه حتّى العصر الحديث

يتضح من توزيع التكوينات الجيولوجية في الأراضي الليبية ، أن إقليم طرابلس قد بدأ في الظهور فوق صفحة مياه البحر في أواخر الزمن الثاني ، وأوائل الزمن الثالث . وقد كان البحر ينحسر عن الإقليم في اتجاه الشمال ، فظهرت هضبة الحماده الحمراء في الجنوب قبل بروز جبل طرابلس ، وهذا ما تعززه الدراسة التي قام بها هاينس Haynes عام ١٩٦٢ ، إذ وجد أن أحدث الرواسب البحرية في الحمادة الحمراء تنتمي لعصر الباليوسين . ولقد يقال بإمكانية وجود رواسب أحدث تنتمي لعصر لاحق ، كانت تغطي الهضبة ثم أزالتها فيما بعد عوامل التعرية ، لكننا على أي حال لا نملك شاهداً على ذلك .

وما إن حلّ عصر الإيوسين حتّى كان قسم كبير من إقليم طرابلس قد أصبح أرضاً يابسة . ومن المرجح أن اكتمال الظهور النهائي للمنطقة فوق منسوب البحر قد حدث في الإيوسين الأسفل ، وذلك باستثناء النطاق الساحلي المعروف بسهل الجفارة ، الذي ظل مغموراً بمياه البحر فترة أطول من ذلك بكثير ، ومرّ في أدوار نمو وتطور سيرد ذكرها فيما بعد . وعلى أي حال فإن أحدث الطبقات الصخرية التي تغطيه تنتمي لعصر الميوسين .

وفي أثناء عصر الإيوسين امتد اليابس الليبي الغربي بلا انقطاع من الجنوب ،

من إقليم فزّان ، الذي بدأ ظهوره فوق منسوب البحر منذ الزمن الثاني ، عبر الحمادة الحمراء (التي ظهرت في عصر الباليوسين) ، وجبل طرابلس (الذي برز في الإيوسين الأسفل) إلى خط ساحل كان يجري في اتجاه عام من شمال الشمال الغربي نحو جنوب الجنوب الشرقي فيما بين خطي طول ١٤° و ١٦° شرقاً . وكان خط الساحل هذا يكوّن الحدّ الفاصل بين اليابس الليبي الغربي ، وبين مياه خليج سرت القديم في الشرق ، الذي كان يمتد من بحر تيثس كذراع بحري ، ويتوغل جنوباً حتّى دائرة العرض ٢٢ شمالاً ، باتساع شرقي غربي تراوح بين ٣٠٠ ــ ٣٥٠ كيلومتر .

ويمكننا بناء على ذلك أن نرجح تأريخ بداية التطور الجيومورفولوجي للقسم الشمالي الغربي من أرض ليبيا بأوائل عصر الإيوسين ، حيث كان قد اكتمل بروز ذلك القسم فوق منسوب البحر ، وأصبح مكشوفاً للعمليات الجيومورفولوجية المناخية . وإنه لمن الصعب استقراء أحداث هذا التطور من البيئة الحالية . ويعتبر جبل طرابلس هو الظاهرة الواضحة الوحيدة ، فهو يتسم بتنوع في معالمه ، ويحتفظ بأشكال يمكن أن نستشف منها معلومات عن الماضي الجيومورفولوجي .

أما الحمادة الحمراء فهي هضبة ضخمة تبلغ مساحتها أكثر من ١٠٠,٠٠٠ كم[٢] ، وتمتد من جبل نفوسة في الشمال إلى وادي الشاطىء في الجنوب ، ذلك الوادي الذي يحدد تخوم إقليم فزان من جهة الشمال . وتنحدر الهضبة انحداراً هيّناً نحو الجنوب ، وهو انحدار يتمشى مع ميل الطبقات الصخرية التي تتركب منها الهضبة . وهي تكاد تخلو من الأشكال الأرضية ، ولا يقطع انتظام سطحها وتناسقه سوى بعض الكويستات التي تظهر على امتداد الحدود الفاصلة بين التكوينات الشائعة لكل من عصري الباليوسين والكريتاسي الأعلى . كما تظهر على سطح الهضبة أحياناً سلاسل من القُور ، وهي تلك التلال المنبسطة الأعالي ، والتي تمثل بقايا تعرية سطح هضبي قديم أعلى وأقدم من السطح الحالي ، ولا يزيد ارتفاعها عادة على ٥٠ متراً فوق المنسوب العام للحمادة الحمراء .

وإنه ليصعب استقراء جيومورفولوجية جبل طرابلس أثناء الباليوجين (النصف الأول من الزمن الثالث) ، خصوصاً أثناء الفترة التي سبقت تحديد معالم قسمه الشمالي من الوجهة التركيبية . ومع هذا فمن البحاث من يرى أن ظهور المنطقة فوق منسوب البحر كان معاصراً على وجه التقريب لحـــدوث العمليات التكتونية (دزيو ، ١٩٧١) .

وحين تأثرت منطقة طرابلس بحركات الرفع الأرضية ، تقوّست طبقاتها الصخرية في هيئة ثنية محدبة غير منتظمة ، ينحدر جرمها العام في اتجاه الشرق ، بينما تميل طبقات جانبها الشمالي بزاوية أكبر من زاوية ميل طبقات جانبها الجنوبي . وحالما اتضحت معالم هذه الثنية المحدبة ، أصبح محورها يكوّن خط تقسيم مياه يوازي إلى حدٍّ كبير ساحل البحر المتوسط القديم ، وتدفّقت المجاري المائية التابعة على امتداد سفوح جوانبها .

وقد كانت المجاري المائية التي تتدفق من الثنية المحدبة جنوباً إلى حوض أوباري محدودة النشاط ، نظراً لأن منطقة الهروج كانت في نفس الوقت آخذه في الارتفاع والظهور فوق صفحة الماء ، لتسدّ مخرج حوض أو باري إلى خليج سرت القديم . وقـــد تمّ رفع الهروج ، واكتمل انسداد حوض أوباري في عصر الأوليجوسين . أما المجاري المائية التي كانت تنصرف نحو الشمال والشرق ، فقد كانت أقوى وأنشط ، نظراً لانخفاض مستوى القاعدة ، وهو منسوب البحر في هذه الحالة ، ولهذا استطاعت أن تنشىء لنفسها أودية حسنة التحديد .

أما مرحلة التطور التي وصلت إليها تلك الأودية فأمر يستحيل تقريره ، وليس بمستبعد أن نرى اكتمال أكثر من دورة تعرية خلال تلك الفترة الزمنية الطويلة التي شملت قسماً من عصر الإيوسين وكل عصر الأوليجوسين . ويصح أيضاً افتراض أن السفح الشمالي للجبل الغربي كان حينذاك أكثر امتداداً جهة الشمال منه في وقتنا الحاضر .

وفي عصر الأوليجوسين استطاعت التعرية أن تحوّل الإقليم إلى سهل تحاتي ، ثم بدأ يعاني من عمليات تكتونية متكررة وحاسمة ، كان من نتيجتها ظهور الإقليم بتراكيبه وهيئته التي تشبه الوضع الذي تبدو به حالياً . وفي نهاية عصر الأوليجوسين ، بدأ الهبوط يصيب الكتلة الشمالية ، ويُحتمل أن الاضطراب التكتوني قد اتخذ شكل التواء وحيد الجانب ، جانبه الشمالي هو الهابط ، وبالتالي فقد ازداد وضوح الثنية المحدبة . وقد تأكّد وضوح هذه الثنية فيما بعد ، نتيجة لتأثير عدد من العيوب الرئيسية التي أصابت النطاق الشمالي موازية للساحل ، والتي ترتّب عليها هبوط لأراضي ذلك النطاق صوب الشمال في شكل درجات .

وبسبب الهبوط السلّمي الذي أصاب السطح التحاتي القديم لإقليم طرابلس ، والذي استمر أثناء عصر الإيوسين، أن أصبح قسمه الشمالي الأقصى ،مع بداية عصر الميوسين ، مغموراً بمياه البحر المتوسط القديم . وفوق سطحه التحاتي المكوّن من صخور كريتاسية ، ترسبت تكوينات بحرية تابعة للميوسين الأسفل ، تعلوها رواسب تنتمي للميوسين الأوسط .

ولكن ما إن حلّ الميوسين الأعلى حتى حدثت حركة معاكسة ، ترتّب عليها رفع هذا القسم الشمالي من إقليم طرابلس ، وظهوره فوق منسوب مياه البحر مرة أخرى . وكانت حركة الرفع رأسية في الغرب ، فارتفع الجزء الغربي بدون التواء ظاهر ، بينما حدث تقوس في شكل ثنية محدبة فسيحة في منطقة الخمس . أما إلى الشرق من الخمس ، فقد ترتب على عملية الرفع حدوث تكسر انتهى بسلسلة من العيوب السلمية ، تسببت في هبوط الرقعة الشرقية في اتجاه جنوبي شرقي ، ولكنها ظلت أرضاً يابسة ، فلم تهبط إلى ما دون منسوب البحر . ويرجح دزيو (١٩٧١) تكوين منخفض (أخدود Graben) الجفرة إلى هذه الحقبة الزمنية (ميوسين أعلى — بليوسين) .

وقد نتج عن تقطع النطاق الشمالي لهضبة طرابلس بواسطة العيوب ، أن

اضطرب نظام الأودية الذي كان نامياً فوق سفحها الشمالي ، بينما واصل نظام التصريف المائي البطيء فوق المنحدر الجنوبي للهضبة . وعلى الرغم من أن أودية الهضبة القديمة قد قُطعت بواسطة عيوب أخرى في اتجاه الشرق ، إلا أن التقطع حدث بعيداً عن منابعها ، وقد مكنها هذا من المحافظة على وجودها فترة أطول بكثير من الأودية التي كانت تجري على السفح الشمالي ، كما أتاح لها أن تواصل التراجع البطيء لمنابعها . ولا شك أن هذا التباين في التطور الجيولوجي لإقليم طرابلس على سفوحه الثلاثة يمكن أن يفيد في تفسير اختلاف تطور نظام الأودية الحالي في مختلف أجزائه .

وقد بدأ سهل الجفارة الساحلي ، الذي اكتنفته العيوب السلمية من الشمال ومن الجنوب ، نموه الفزيوغرافي في حوالي نفس الوقت (ميوسين أعلى) . وحالما برز السهل فوق مستوى مياه البحر ، بدأت المجاري المائية النابعة من الجبل ، والتي تأثرت بالتقطيع العيبي ، تهبط إليه ، وتجري فوقه ، وتنحر أوديتها فيه . ولكن نظراً لقلة انحدار السهل ، فإن حفر المجاري المائية كان قليلاً للغاية ، وتلك ظاهرة نلحظها أيضاً في أودية سهل بنغازي . وقد تراكمت كميات ضخمة من الرواسب النهرية عند أسافل سفح الجبل في شكل مراوح رسوبية فسيحة ، ساعد على إرسابها شدة انحدار حافة الجبل ، وقلة انحدار سطح السهل ، وعجز الأودية عن تكوين مجاري واضحة لها .

وحينما ننتقل للزمن الرابع ، سنجد أن الشواهد الاستراتيجرافية للتغيرات المناخية في إقليم طرابلس ليست بالوضوح الذي رأيناه في إقليم برقة . وهذا يرجع في الواقع إلى أن الدراسات التي أجريت في تكويناته تتسم بالتواضع وقلة الدقة ، ومعظمها قديم ، وأقلها حديث . وسنحاول في السطور التالية تلخيص أهم نتائج تلك الأبحاث ، خصوصاً ما يتصل منها عن قرب بموضوعنا هذا .

تدل الدراسات القليلة التي أجريت في سهل الجفارة على وجود رواسب

بليوستوسينية أكثرها من أصل قاري ، وترتكز على الأساس الصخري المكون من صخور ميوسينية بحرية النشأة . وقد عُثر في بعض المواضع الواقعة قرب الساحل على رواسب بحرية مطمورة في طيّات الطبقات القارية . وأشار ليباريني T. Lipparini (١٩٦٨) إلى وجود حفريات حيوانية تنتمي للفترةالتيرانية في عينات من رسوبيات استخرجها من آبار تخترق الرواسب المذكورة . ومن وصفه لقطاعات الآبار يمكن تلخيص التتابع الطبقي في النقاط التالية :

١ ــ على السطح كثبان رملية نسبها ليباريني لفترة فورم الجليدية .

٢ ــ أسفلها رمال صلصالية محمرة ، تحتوي على قواقع من نوع الهليسيلا Helicella ، وتتداخل فيها صحائف كلسية مندمجة حمراء مــع وجود حبيبات سيليكية هوائية النمط .

٣ ــ رمال بحرية تحوي حفريات ترجع للقسم الأول من فترة جليد الفورم .

٤ ــ رواسب بحرية بها حفريات تُنسب للفترة التيرانية .

٥ ــ رواسب من رمال صلصالية تحوي حفريات تنسب إلى فترة ريس الجليدية .

٦ ــ لم يعثر على حفريات حيوانية تنتمي لعصر البليوسين ولا للقسم الأول من عصر البليوستوسين .

وقد وافق على هذا التتابع الطبقي بتفسيراته ، مع بعض التعديلات الطفيفة ، كل من هشت Hecht وفورست Fürst وكلتش Klitzsch (١٩٦٣). وهم يرون أن الرواسب التيرانية المذكورة آنفاً توازي تكوينات اجدابيا التي عثر عليها ووصفها دزيو في إقليم سرت ، كما يوازونها أيضاً بالتكوينات الكلسية « Calcarinite » ، التي تحوي حفرية الكارديوم Cardium في إقليم برقة . يضاف إلى ذلك أنهم ينسبون الصحائف الكلاسية المتصلبة الحمراء ، التي عُثر

عليها في كل من منطقة سرت وفي سهل الجفارة لفترة ڤيلافرانكا ، أي إلى فجر عصر البايوستوسين .

وقد أورد بارونا Parona وآخرون (١٩١٣) تتابعاً للرسوبيات في ساحل طرابلس يختلف عن التتابع السابق ، نلخصه فيما يلي :

(١) حجر رملي ليّن علوي ، ويُعرف باسم الحجر الرملي الجرجاريشي Gargaresh Sandstone ، وهو يكوّن سلسلة من الكثبان الرملية الحفرية (القديمة) ، التي تمتد موازية للشاطيء .

(٢) رواسب رملية حمراء تحوي حفريات الهليكس Helix ، وهي من نوع تكوينات اللوس Loess ، وتمثل التربة الزراعية في المنطقة . وتتغطى هذه الرواسب جزئياً برمال الجفارة الهوائية النشأة ، كما يغطيها الحجر الرملي الجرجاريشي في بعض البقاع . وقد أشار بارونا إلى احتواء هذه الرواسب على زوائد من الصحائف الكلسية المتصلبة ، وعلى حصى متماسك بالقرب من الأودية .

(٣) حجر جيري صدفي رملي سفلي . وهو ينتشر أفقياً ، ورأسياً من منسوب البحر صاعداً إلى علو بضعة أمتار ، ويحوي حفريات حيوانية غنية بالكارديوم .

هذا وتذكرنا الكثبان الرملية الحفرية التي تمتد بموازاة الشاطيء ، بالكثبان الرملية الأحدث Younger fossil Dunes التي وصفها هيي وماك بورني Hey & Mc Burney (١٩٥٥) في برقة . فكلا النمطين من الكثبان، كثبان ساحل طرابلس وكثبان ساحل برقة ، يتشابهان في البناء والتركيب الصخري ، بالإضافة إلى التشابه في التوزيع الطبوغرافي .

وهناك راسبان نهريان يظهران ضمن تتابع الزمن الرابع الذي أوضحه هيي (١٩٦٢) . وهما يكونان ويشكلان مدرجين في الأودية التي تصرف جبل

نفوسة . ويمر الراسب الأقدم أمام حافة الجبل خلال رواسب الحفارة العليا في السهل الساحلي . وتوجد قشور كلسية في سهل الحفارة في العمق وعلى السطح (ويلي موت Willimott ١٩٦٠ ص ٣٧) . وفي جبل طراباس توجد قشرة كلسية سميكة عند قاعدة الراسب القديم أو بالقرب منها ، وهي القشرة التي يسميها الجيولوجيون الإيطاليون باسم Crestone Calcareo ، ويصحب هذه القشرة أحياناً حصى مستدير ، وهي تمتد جانبياً فوق الأساس الصخري . وأقصى سمك للراسب الأقدم أمكن تسجيله بلغ ٥٠ متراً . ويصل سمك الراسب الأحدث نحو ١٠ متر (ڤيتا – فينزي Vita-Finzi ، ١٩٧١) ، وهو في العادة أكثر احتواء على الحصى ، وأفضل ترتيباً في طباقيته من الراسب الأقدم .

وكلا الراسبين أحدث عهداً من الطغيان البحري الذي حدث أثناء الفترة الدفيئة الأخيرة (فيما بين جليدي ريس وڤورم) ، كما وأن كثيراً من رواسب الحفارة قد أرسبت أثناء الانحسار البحري الذي حدث أثناء الفترة الجليدية الأخيرة (هيي ، ١٩٦٢ ص ٤٤) . وفي وادي غان يرتكز على الراسب الأقدم راسب من التدفق الطيني الذي تماسك بشدة بواسطة الكالسايت ، وفيه عُثر على آلات حجرية تنتمي للعصر الحجري المتوسط (هيي ١٩٦٢ ص ٤٤) ، كما اكتشفت آلات حجرية دقيقة تنتمي للحضارة الموستيرية في مجال القشرة الكلسية . فإذا ما نظرنا إلى هذه المنوعات الحجرية على أنها مراحل تطورية للحضارة الموستيرية ، فإنه من المهم أن نذكر أنه قد عُثر على مثيلات لهذه الصناعات الحجرية خلال تكوينات ترافيرتاين في أماكن أخرى ، وجرى تأريخها بأكثر من ٧٠,٠٠٠ سنة قبل الحاضر .

وبحسب ما يرى هيي (١٩٦٢) تتركب أقدم الرواسب النهرية من مواد اشتقت من التكوينات « السلتية » (الغرينية) التي تغطي هضبة طرابلس إلى الشرق من غريان . وقد اعتبر كل من ستيلا Stella (١٩١٤) وراتينز Rathjens (١٩٢٨) الرواسب « الغرينية » على الهضبة رواسب هوائية

النشأة . كما اعتقد ليباريني (١٩٦٨) أن فعل الرياح قد ساهم في ملء المنخفضات التي تشغلها الأودية حالياً . ويتركب « غرين » الهضبة أساساً من حبيبات كوارتيزية ، يبلغ قطرها ١،٠ مليمتر ، ويغلفها غشاء من أوكسيد الحديد، وهذا يجعلها أخشن من أن تستحق تسمية الباحث راتينز لها باللوس (يبلغ قطر حبيبات اللوس المثالي بين ٠٥ و ٠ — ٠١ و ٠ مليمتر — جودة ١٩٦٢ و ١٩٦٦) .

وإذا ما أجرينا مقارنة بين التكوينات الرسوبية في كل من ساحلي برقة وطرابلس لاتضح لنا الآتي :

(١) الرواسب البحرية عند خط الشاطيء ٦ متر ، توازي طبقات الحجر الجيري الصدفي الرملي المحتوي على حفرية الكارديوم في طرابلس .

(٢) تكوينات الحصى الأحدث Younger Gravels التي تحوي حفريات قارية (هيليكس) في برقة ، توازي الرمال الحمراء المحتوية على هيليكس في طرابلس . وتقوي هذه الموازاة في رأي دزيو (١٩٧١) ، مشاهدات بارونا (١٩١٣) الذي يذكر أن هذه الرمال تحتوي بالقرب من الأودية على حصى متماسك ملتحم جزئياً . ولقد يقودنا هذا إلى التفكير بأن التركيب الميكانيكي (الخاص بتوزيع الحبيبات) لكلا الراسبين لا يعتمد كثيراً على العوامل المناخية ، بقدر اعتماده على الظروف الهيدروجرافية القديمة .

(٣) الرواسب التوفية التي ذكرها ملك بورني وهيني (١٩٥٥) في برقة ، يمكن موازاتها بالزوائد والصحائف الكلسية — الكوارتيزية المتصلبة ، التي تحتويها رواسب الرمال الحمراء القارية النشأة المحتوية على حفرية الهيليكس .

(٤) الكثبان الرملية الحفرية الأحدث في برقة ، توازي الحجر الرملي الجرجاريشي الذي يشكل الكثبان الرملية الحفرية الموازية لشاطيء طرابلس .

وإذا ما أردنا تقييم هذه التكوينات من الوجهة المناخية ، وإدخالها في النظام البليوستوسيني البنكي ، كما فعلنا بالنسبة لتكوينات برقة المعاصرة لها ، نجد الآتي :

— الحجر الجيري الصدفي المحتوي على حفرية الكارديوم، تكوّن أثناء الفترة الدفيئة الأخيرة .

— الرمال الحمراء المحتوية على حفرية هيليكس (شبيهة اللوس) تكونت أثناء مرحلة مبكرة من جليد الفورم .

الكثبان الرملية الحفرية (الحجر الرملي الجرجاريشي) ، تكونت أثناء مرحلة مبكرة من جليدالفورم .

وينبغي أن نشير إلى أن تكوينات الرمال الحمراء (اللوس) المحتويا على حفرية الهيليكس توجد فوق هضاب طرابلس بسمك كبير . وقد وصفهة بارونا (١٩١٣) ، كما درسها راتينز Rathjens بصورة أوفى في عام ١٩٢٨ . وقد ميز راتينز عدة مستويات في التكوينات، لكنه لم يستطع تقييمها مناخياً ، لقصور وسائل الدراسة حينذاك . ولا شك أن دراسة حديثة للتتابع الإرسابي في قطاع « لوس » مكتمل ، من الممكن أن تميط اللثام عن كثير من أسرار التتابع المناخي في الغرب الليبي أثناء الزمن الرابع .

هذا وقد سبق لنا أن أشرنا إلى مسألة چيومورفولوچية على جانب كبير من الأهمية ، وهي تختص بكيفية نشوء كل من سهل الجفارة وحافة الجبل المشرفة عليه . وقد واجهنا مثل هذه المسألة في دراستنا لبرقة ، وأمكننا حلّها بنظرية مركّبة ، تقوم على أساس تفسير نشأة درجات الجبل بعاملين ، أحدهما تكتوني ، للدرجات التي تعلو منسوب ٢٠٠ متر ، والثاني بحري للدرجات التي يقل منسوبها عن ٢٠٠ متر . ولا نستطيع تطبيق هذه النظرية على جبل طرابلس وسهله المصاحب ، ذلك أن السفوح الشمالية للجبل هنا تفتقر إلى وجود سلسلة المدرجات التي تميز المنحدرات الشمالية للجبل الأخضر . وقد سبق لعدد غير قليل من الچيولوچيين أن درسوا كيفية نشوء سهل الجفارة وحافة الجبل المشرفة عليه ، وعرضوا لتفسيرها نظريات شتى . وقبل أن

نعرض لهذه النظريات ، يجدر بنا أن نورد دراسة چيولوچية وچيومورفولوچية تحليلية للجبل ، بالقدر الذي يساعدنا على تفهم هذه الظاهرة ، في محاولة للكشف عن غموض أصلها ، والوصول إلى تفسير مقبول لنشأتها .

يمثل جبل طرابلس الظاهرة المورفولوچية البارزة في القسم الشمالي الغربي من ليبيا . وهو يواجه الشمال بحافة هضبية متفاوتة التقطع ، ومتباينة الارتفاع ، وتبدو بهيئة قوس خطيّ الامتداد . وتمتد الحافة على طول مسافة تقدر بنحو ٣٢٠ كيلومتراً ، من الحدود التونسية بالقرب من وازن ، صوب الشرق وشرق الشمال الشرقي إلى البحر المتوسط عند مشارف الخمس ولبدة . ويطل الجبل الشامخ على سهل الجفارة العريض (فرق المنسوب بينهما يتراوح بين ٢٥٠ متر وأكثر من ٥٠٠ متر) الذي ينحصر بين الحافة والبحر المتوسط كنصل سيف أحدب طرفه المدبب في الشمال الشرقي .

وتبدو چيولوچية الجبل بسيطة جداً ، إذ تتركب مستوياته العليا من طبقات كريتاسية العمر ، وتظهر أيضاً في جدرانه . وهي تتألف من صخور كربونية وكلاستية وبعض المتبخرات ، وتنتظم في وضع قريب من المستوى الأفقي ، فهي تميل ميلاً هيّناً جداً نحو الجنوب ، أي صوب حوض الحمادة الحمراء الشاسع الرقعة ، الذي تتكون حافته الشمالية من نفس الصخور . ويقع مركز الحوض على بعد نحو ٢٥٠ كيلومتر إلى الجنوب من حافة الجبل . أما سهل الجفارة فتغطيه تكوينات تنتمي في الغالب للزمن الرابع .

ويجمع الجيولوچيون على وجود عيب رئيسي يمتد أسفل غطاء رسوبيات الزمن الرابع في اتجاه شرقي غربي ، ويطلقون عليه اسم عيب العزيزية . وهو يقسم سهل الجفارة إلى قسمين متساويين تقريباً . ويطلق الجيولوچيون على قسمه الشمالي الذي هبط اسم « حوض الجفارة » . وتظهر في قسمه الجنوبي (جنوب العيب) مخارج مبعثرة لطبقات صخرية تنتمي للعصرين الترياسي والجوراسي . وتتركب هذه المخارج من صخور المتبخرات والكربونات

وبعض الصخور الكلانستية . وتدل المعلومات المستقاة من قطاعات الآبار التي أوردها ليباريني (١٩٦٨) ، وكونانت وجودارزي (١٩٦٧) Conant & Goudarzi ،على وجود طبقات تتألف من تكوينات ميوسينية بحرية بسهل الحفارة ، وتبيّن أنها ترتكز ، غير متوافقة ، على مستويات صخرية تنتمي للعصرين الكريتاسي والترياسي ، فقد أزالت عوامل التعرية قسماً كبيراً من الصخور الكريتاسية قبل حلول عصر الميوسين . وينعدم وجود طبقات ميوسينية بحرية في القسم الجنوبي من سهل الحفارة ، إذ لم يشر أي باحث إلى اكتشافه لصخور من هذا النوع فيما بين عيب العزيزية وحافة الجبل .

ويرى ليباريني (١٩٦٨) إرجاع عمر عيب العزيزية لما قبل عصر الميوسين . أما كونانت وجودارزي (١٩٦٧) ، فيميلان إلى القول بأن حركة الهبوط على امتداد الفالق ، قد حدثت في أواخر الميوسين ، أو فيما بعد الميوسين . ويظهر هذا من خلال وصفهما للعيب في قطاع عرضي (شكل ٣ في بحثهما) ، على الرغم من أنهما يشيران إلى قلة المعرفة المتوفرة لديهما عن ظروف الإرساب في حوض الحفارة . وفي اعتقادنا أنه إذا ما تقرر تحديد عمر فالق العزيزية بشكل قاطع ، فإن الحل النهائي لمشكلة أصل نشأة السّهل وحافة الجبل يصبح وشيكاً ، خصوصاً مع معرفتنا بأن الصخور الكريتاسية تتوج الجبل ، وتظهر على امتداد حافته ، وأن قسماً من الطبقات الكريتاسية السفلى يوجد تحت التكوينات الميوسينية البحرية في حوض الحفارة (إلى الشمال من عيبالعزيزية) .

وسنحاول خلال السطور التالية إبراز أهم المميزات الجيومورفولوچية للجبل ابتداء من قسمه الغربي ، وعبر الوسط إلى قسمه الشرقي . وينبغي أن نشير هنا إلى حقيقة چيولوچية لها انعكاس چيومورفولوچي ، ومؤداها أنه حينما يكون الميل الطبقي لكتلة هضبية معينة هيّناً جداً ، فإن عمليات تقطيع وتراجع الهضبة بواسطة التعرية ، تنشيء واجهة مسننة غير منتظمة ، كما يتخلف عن التقطيع والتراجع عدد غير قليل من البقايا الهضبية الطبوغرافية والاستراتيجرافية ، تنتشر في نطاق السهل المجاور ، كالميزات والقور والبوت والعقد والتلال

المنفردة ... بينما تعتبر الواجهة الخطيّة Linear الامتداد لهضبة معينة انعكاس طبوغرافي إما لمضرب طبقات تتميز بشدة الميل ، أو لصدع يمتد موازياً لقاعدة الحافة وغير بعيد عنها .

والميول الطبقية على امتداد جبل طرابلس هينة جداً في الأغلب الأعم ، ومع هذا ، فإن حافة الجبل خطيّة المظهر . ويبدو النطاق المقطع على طول أجزاء من الجبل ضيق جداً ، كما وينعدم ظهور أي تلّ طبوغرافي أو استراتيجرافي جدير بالإسم فوق سطح سهل الجفارة المجاور إلى الشمال من الواجهة الرئيسية للجبل .

وحينما نبدأ بالقسم الغربي من جبل طرابلس ، ذلك القسم الذي ينتهي شرقاً عند حوالي خط طول ٤٥َ ١١ْ شرقاً ، نرى حافة الجبل أدنى ما تكون انخفاضاً عند نهايتها الغربية عند الحدود الليبية التونسية ، إذ لا يزيد فرق المنسوب بين حضيضها (حوالي ٤٠٠ متر فوق مستوى البحر) وأعلاها (٦٠٠ متر فوق منسوب البحر) على مائتي متر . ويزداد وضوح الحافة وبروزها تجاه الشرق ، إذ يناهز ارتفاعها ٧٠٠ متر ، على حين يقترب خط كنتور ٣٠٠ متر من أسافلها ، وبالتالي تشرف على السهل في حائط يبلغ ارتفاعه من حضيضه إلى قمته ما بين ٣٥٠ — ٤٠٠ متر . وتبدو واجهة الجبل في هذا القسم خطية الامتداد في معظمها ، ونلحظ هذه الظاهرة في مختلف أجزائها . وتتميز بعض المجاري المائية التي تجري نحو الشمال ، وما تزال تنحر مجاريها تراجعياً في الجبل ، بطولها النسبي ، بينما البعض الآخر قصير .

ويبدو نطاق تقطع حافة الجبل في بعض الأماكن ضيق جداً (بين ٤ — ٥ كيلومتر) وفي أماكن أخرى يمتد متعمقاً لمسافة كيلومترات عديدة تصل إلى نحو ١٧ كيلومترا خلف الواجهة . وهناك أمثلة عديدة رائعة للأسر النهري على امتداد القسم الغربي من الجبل ، كما تظهر أكواع الأسر واضحة في أماكن مختلفة . وهناك حقيقة هامة ، تتمثل في عدم وجود أية تلال مورفولوچية أو

استراتيجرافية تخلفت من الجبل إلى الشمال من قاعدة واجهته . وينحصر وجود بعض منها آخذ في التكوين إلى الجنوب من هامش الواجهة . ويبدو كثير من المجاري المائية وخطوط تقسيم المياه ، في مجال نطاق التقطع ، مستقيم الامتداد .

ويمكن القول عامة بأن چيومورفولوچية القسم الغربي من الجبل تتضمن عدداً من الظواهر الواضحة التي تتطلب البحث عن تفسير لها . وتتمثل هذه الظواهر في : التباين في ارتفاع الجبل وعلو الحافة ، وظهور الواجهة وأجزائها المختلفة بالمظهر المستقيم الذي تتصف به أيضاً المجاري التي تقطع نطاق الحافة وخطوط تقسيم المياه في نطاق التقطيع ، ثم التباين في اتساع نطاق التقطيع ، وعدم وجود التلال المنعزلة .

ويستمر الجبل الطرابلسي في الارتفاع عبر قسمه الأوسط (الذي ينتهي حوالي خط طول ١٣° شرقاً) تجاه الشرق ، من حوالي ٧٠٠ متر إلى أكثر من ٩٠٠ متر قرب تغرنّه . وعلى الرغم من أن خريطة ليبيا الچيولوچية (كونانت وجودارزي ، ١٩٦٤) تشير إلى أن أعلى جزء في المنطقة ، وهو الواقع جنوب غرب بلدة تغرنّه ، يرتكز على صخور بركانية تُنسب للزمن الثالث ، فإنه يبدو ، مع هذا ، أن المرتفعات النامية تركيبياً وطبوغرافياً فوق الطبقات الكريتاسية في نفس المنطقة ، لا تقل في علوها عن ذلك كثيراً ، فالأراضي غير البركانية تزيد في ارتفاعها على ٨٠٠ متر . وفي هذا القطاع الأوسط يرتفع أسفل الحافة من حوالي ٣٠٠ متر في الغرب ، إلى أكثر من ٤٠٠ متر في الوسط ، ثم يهبط مرة أخرى إلى نحو ٣٠٠ متر في الهامش الشرقي .

ويتميز هذا القطاع الأوسط من الجبل الطرابلسي بكثير من الظاهرات الچيومورفولوچية التي أشرنا إليها في القطاع الغربي . فواجهة الجبل هنا ، في جملتها ، تبدو مستقيمة الامتداد ، كما تتميز أجزاؤها بنفس الظاهرة . وهناك حنيات فجائية لا يمكن إرجاعها لتوسيع مصبات أودية المجاري المائية . ويتباين اتساع نطاق تقطع الواجهة من جهة لأخرى ، كما توجد أمثلة لظواهر الأسر

النهري وأكواع الأسر ، ويكثر وجود المجاري المستقيمة خصوصاً في نطاق التقطع . وتجدر الإشارة هنا أيضاً إلى عدم ظهور تلال متخلفة إلى الشمال من قاعدة واجهة الجبل ، وما يوجد منها قليل ويقع خلف (جنوب) الواجهة . وإلى الشمال الشرقي من بلدة تغرنّه يوجد تلّ منعزل أمام الواجهة ، لكنه ليس تلاً استراتيجرافياً انفصل من الواجهة ، وإنما هو حسبما يرى بوروليت Burollet (١٩٦٣) مجرد ظاهرة طفحية ثانوية تنتمي للزمن الرابع .

ويتضح من خريطة ليبيا الجيولوچية (كونانت وجودارزي ، ١٩٦٤) أن الطبقات الترياسية والجوراسية تظهر في سهل الجفارة . ويشير الانحناء الشمالي لخطوط الكنتور (بعيداً عن امتدادها العام الشرقي الغربي الموازي للواجهة) إلى وجود نطاق تقطع شديد اتجاهه شمالي للصخر الأساسي . وتوضح الخريطة الجيولوچية أيضاً وجود عيب يمتد في اتجاه شمالي غربي ، يُعرف بعيب زاريت ، نسبة لوادي زاريت الذي يقطع الحافة في نفس الموضع . وفي الجزء الشرقي من هذا القطاع الأوسط للجبل الطرابلسي ، نجد التقطيع على امتداد الواجهة شديداً ومعقداً ، والحافة أكثر اضطراباً وعدم انتظام ، ومع هذا فما يزال في الإمكان تحقيق الاستقامة على امتداد أقسامها المنفردة .

هذا ولا تظهر واجهة الجبل بشكل حافة في جزء من قطاعه الشرقي الذي يبدأ من حوالي خط طول غريان وتغرنّه (١٣° شرقاً) ، ويستمر حتى النهاية الشرقية للجبل . ويبدأ هذا القطاع الشرقي عند طرفه الغربي بحافة شديدة الوضوح لمسافة حوالي ٩ كيلومتر ، بعدها يظهر قسم كبير من الواجهة وقد تآكل وتمزّق بشدة ، لدرجة أن الحافة تختفي ، وتحلّ محلها مساحة كبيرة من التلال المنخفضة والمتوسطة الارتفاع والمضطربة التوزيع ، وتجوس خلالها أودية صغيرة وكبيرة ، وتتجول فيها وتترنح من حولها هنا وهناك . وبعد انتهاء هذه المساحة التلالية ، تستقيم الواجهة في حافة ظاهرة ، تستمر في وضوحها حتى ينتهي الجبل غير بعيد عن ساحل البحر المتوسط .

ومن بداية هذا القطاع الشرقي إلى حوالي خط طول بلدة يفرن ، يتناقص ارتفاع الجبل من ٦٠٠ متر إلى حوالي ٢٠٠ متر ؛ بينما يضمحل التضرس من حوالي ٣٠٠ متر إلى أقل من ١٠٠ متر . ويتضاءل حضيض الحافة من ارتفاع ٣٠٠ متر عند الهامش الغربي للقطاع إلى نحو ٢٠٠ متر ، ثم إلى أقل من ٢٠٠ متر غربي خط طول يفرن بقليل .

ويتضح من دراسات لدزيو وآخرين (١٩٦٣) ، ومن الخريطة الجيولوجية (كونانت وجودارزي ، ١٩٦٤) وجود صخور نارية قاعدية طفحية ، وبعض الصخور النارية المتداخلة في الجزء الجنوبي الغربي من هذا القطاع الشرقي ، وهي تنتمي لأواخر الزمن الثالث ، ويحتمل انتماء بعضها للزمن الرابع . وفي هذا الجزء الناري الصخور يتراوح ارتفاع الأشكال الأرضية من أقل من ٤٠٠ متر إلى أكثر من ٩٠٠ متر . وتظهر فيه أربعة فوالق تمتد في اتجاه عام من الشمال الغربي نحو الجنوب الشرقي ، عيّن منها دزيو (١٩٦٣) ثلاثة ، ورسم الرابع ، وهو فالق ترهونه ، كونانت وجودارزي (١٩٦٤) . وتتميز أجزاء العديد من مجاري الأودية في هذا القطاع بالاستقامة الكاملة ، ويوازي كثير منها الامتداد العام للفوالق . وقد نشأ نظام تصريف مائي متشعع على جوانب المخروط الطفحي في القسم الجنوب الغربي من القطاع .

وتظهر المراجع اختلافاً كبيراً في الرأي حول التطور الجيومورفولوجي لحافة الجبل وتكوين سهل الجفارة ، وفيما يلي عرض ملخص لتلك الآراء :

(١) يرى Zaccagna (١٩١٩) أن واجهة الجبل ما هي إلا جرف بحري مرفوع . ويقول بأن كتلة الجبل برمتها تتخذ شكل بيضاوي ضخم مضغوط يعتريه شيء من التحدب ، وقد أصابته التعرية البحرية بفعلها ، ونحرت الأمواج جانبه الشمالي متعمقة فيه ، وذلك في الرقعة المحصورة بين هضبة ترهونة والضهر (الحافة) التونسي ، وذلك حينما كان السهل المنخفض الذي يمثله الجفارة الحالي ما يزال مغموراً بمياه البحر . ويشاركه في هذا الرأي آلمان

F. W. Ahlman (١٩٢٨)، الذي يعتقد بأن حافة الجبل جرف بحري ،وأن سطح الحفارة يمثل سطح رصيف بحري قطعته الأمواج ، أي أن السهل يمثل درجة بحرية كبيرة .

(٢) ويعارض بارونا Parona (١٩٢٦) رأي Zaccagna ، ويعتقد بأن حافة الجبل لم تنشأ بسبب تراجع جرف بحري ، وإنما قد نشأت نتيجة لتراجع « عادي » لحافة قارية . ويفسر ذلك مـع ويتشيل L. Wittscell (١٩٢٩) ، بأن حافة الجبل تمثل واجهة كويستا Questa ينحدر ظهرها انحداراً هيناً نحو الجنوب . ويقول الباحثان بأن واجهة الكويستا قد نشأت عن طريق تراجع رؤوس المجاري المائية التي كانت تجري أصلاً بالقرب من الساحل . أما سهل الحفارة فهو سطح بيديمنتي Pediment ، نشأ عن التقويض السفلي للحافة المتراجعة .

(٣) يرى كل من رايتينز C. Rathjens (١٩٢٨) ، وبفالز R. Pfalz (١٩٣٠) أن واجهة الجبل حافة انكسارية ، وأن سهل الحفارة يمثل القسم الهابط لسطح هضبي تحاتي عمرته مياه البحر ، وأرسبت فوقه تكوينات ميوسينية بحرية .

(٤) ويعتقد Burollet (١٩٦٣) أن تشكيل الحافة والسهل قد نتج عن تقوس إلى أسفل في القسم الشمالي من الحفارة صحبته عمليات إلتوائية وإنكسارية في منطقة غريان . وفي رأيه أن ذلك قد بدأ في عصر الميوسين ، وبلغ أشده فيما بعد الميوسين . وعن طريق التعرية الكثيفة اتخذت الحافة هيئتها الحالية .

(٥) ويفترض ليباريني (١٩٦٨) تفسيراً مركباً لنشأة الحافة والسهل ، نرى أنه أكثر شمولاً من غيره ، لذا فإننا سنورده بشيء من التفصيل ، وفي النقاط التطورية الآتية :

(أ) فيما قبل عصر الميوسين استطاعت عوامل التعرية أن تنشيء « سهل

جفارة » ، وأن تخلق حافة جبلية مصاحبة له تواجه الشمال وتشرف عليه ، وأن تتسبب في هجرة مستمرة لهذه الحافة القديمة التي يمكن تسميتها « بالحافة السالفة » نحو الجنوب .

(ب) بعدما وصلت الحافة المتراجعة إلى الجنوب من خط عرض العزيزية ، حدث الاضطراب التكتوني على امتداد عيب العزيزية ، وتسبب في هبوط القسم الشمالي من سهل الجفارة أسفل منسوب البحر .

(ج) تقدم البحر الميوسيني جنوباً عبر هذا السهل التحاتي الهابط ، حتى وصل إلى حافة العيب ولم يتعداها . وتمّ إرساب طبقات رسوبية بحرية ميوسينية فوق هذا القسم الغائص من السهل (حوض الجفارة) .

(د) في أثناء عصر الميوسين والعصور التي تلته حتى وقتنا الحالي ، دأبت حافة الجبل في التراجع نحو الجنوب حتى وصلت إلى امتدادها الحالي .

ويلفت ليباريني (١٩٦٨) النظر إلى وجود مجموعتين من العيوب والتكسرات تقطع الطبقات المنبسطة المكونة للجبل : مجموعة منهما تأخذ اتجاهاً من الشمال الغربي نحو الجنوب الشرقي ، والثانية تتجه من جنوب الجنوب الغربي نحو شرق الشمال الشرقي . وهو يؤكد موازاة امتداد حافة الجبل لامتداد مجموعة العيوب الثانية .

ويصف ليباريني عملية التراجع بواسطة التعرية القارية لواجهة الجبل بقوله بأن الواجهة التي يحتمل أنها كانت محددة وموجهة بواسطة خطوط عيبية شرقية – غربية الاتجاه ، كانت تتراجع بالتدريج نحو الجنوب ، حتى وصلت إلى نطاق العيب الرئيسي (ليس واضحاً ما إذا كان يعني العيب ذاته ، أم الخط الذي على طوله سوف يحدث العيب فيما بعد) وعبرته ، وهو النطاق الذي يقطع النواة الترياسية . وإلى الشمال من نطاق العيب ، لم تصل التعرية إلى التكوينات الترياسية ، نظراً لاختلاف المنسوب (فيما قبل حدوث الكسر أم بعده ؟؟) رغم أن تلك التكوينات كانت مكشوفة جنوبي نطاق العيب .

والواقع أن سهل الحفارة لا يبدو في هيئة سطح تعرية بحرية ، ولا تحوي المراجع أية بيانات عن آثار لرواسب بحرية تابعة لما بعد الميوسين ، باستثناء المشارف المباشرة للساحل الحالي . يضاف إلى ذلك أن حافة الجبل لا تتصف بمميزات الجرف البحري ، وهي لا تحوي أية آثار لفعل تحاتي بحري أو لأحياء بحرية . ولا يمكن أن نفسر الطبيعة الشابة والقطع الواضح لواجهة الجبل الحالية بطغيان بحري ميوسيني غزا كل سهل الحفارة ، ووصل إلى الواجهة وأثر فيها ، ثم تجرد جنوب الحفارة من الشاهد الاستراتيجرافي لهذا الطغيان .

ذلك أن سطح الأساس الصخري للحفارة الجنوبي يتغطى برواسب تنتمي للزمن الرابع . وتظهر ، هنا وهناك ، من خلال تلك الرواسب مخارج لصخور ترياسية وجوراسية ، ولا أثر لصخور ميوسينية أو كريتاسية ، تلك الصخور التي نجدها في حوض الحفارة (الحفارة الشمالي) ، حيث تغطي الصخور الميوسينية أساساً صخرياً من الطبقات الكريتاسية . ولا يعقل أن تكون التعرية قد اقتصرت إزالتها (فيما بعد الميوسين) للطبقات الميوسينية ثم الكريتاسية على الحفارة الجنوبي دون الحفارة الشمالي ، وإنما المعقول هو انعدام حدوث إرساب تابع للزمن الثالث في الحفارة إلى الجنوب من عيب العزيزية ، وأن الطغيان البحري الميوسيني قد أوقف بواسطة رفع طبوغرافي على طول فالق العزيزية .

كما وأن نظرية ليباريني المركبة التي تقول بنشوء الواجهة الحالية عن طريق هجرة أو تراجع « عادي » للحافة الأصلية بواسطة عوامل التعرية ، تحكمت فيه ووجهته خطوط انكسارية اتجاهها العام من الشرق إلى الغرب ، لا تقدم الحل السعيد للمشكلة . فالمظهر الشاب الذي تبدو به الواجهة ، لا يماثل بأي حال مظهر واجهة متراجعة ، بل يشبه أكثر الشبه واجهة قد خلقت خلقاً جديداً ، وما تزال في أوائل مراحل التقطع . يضاف إلى ذلك أن كثيراً من مجاري الأودية التي تنحدر منابعها صعداً في الواجهة ، تتصف بشدة الانحدار والقصر بدرجة ملحوظة . وتبدو معظم الأجزاء الخارجية من الواجهة وكأنها قد قطعت بالأمس

بواسطة نصل سكين عملاق ، فهي مستقيمة وشديدة الانحدار ، وتغوص منحدراتها السفلى في السطح العريض المقطّع الذي يضم الامتداد الجنوبي الأقصى لسهل الجفارة . ويعزّز من المظهر الشاب الذي تبدو به الحافة عدم وجود تلال استراتيجرافية وطبوغرافية متخلفة أمامها . وما يوجد من هذه التلال قليل العدد ويقع خلف الحافة .

ولقد نفترض مع بعض البحاث وجود صدع رئيسي (ليس له وجود على الخرائط فمثله لم يكتشف بعد) حديث العهد نسبياً ، ويمتد من الشرق إلى الغرب بحذاء شمال الجبل الطرابلسي وموازياً له . ولقد يكون في هذا الافتراض الحلّ الموفق للمشكلة ، وإن كان يتعارض مع عدم وجود صخور كريتاسية العمر في الجفارة الجنوبي . وإذا ما صحّ وجود هذا الصدع الرئيسي ، فإن جانبه الهابط ينبغي أن يكون في الجنوب ، ويتمثّل حينئذ في كتلة الجبل الطرابلسي ذاتها ، بينما تصبح الحافة بمثابة الجانب الصاعد الذي أظهر الطبقات الكريتاسية ،التي كانت تمتد في غابر الزمن بعيداً في الشمال ، لعوامل التعرية فأزالتها . ومثل هذا التركيب البنائي يجعل من واجهة الجبل حافة صدعية عكسية ، نستبعد احتمال حدوثها بالنسبة لهذه الواجهة التي تمتد على مسافة تزيد على ٣٠٠ كيلومتر .

وعلى الرغم من أن هذا الارتباط التركيبي الجيومورفولوجي لا يقدم سوى عون متواضع لتفسير المظهر الشاب الذي تبدو به طبوغرافية جبل طرابلس ، فإنه يتناسب مع الامتداد العام المستقيم للجبل ، ومع استقامة كثير من أجزاء حافته ، ومع استقامة كثير من الأودية الشابة التي تنمو تراجعياً وتنصرف نحو الشمال . ولعله من المفيد أن نستبقي احتمال الصدع الرئيسي ، على الأقل لحين ظهور ما يناقضه بالدراسة الحقلية .

ومن الممكن تفسير الجبل بافتراض حدوث التواء وحيد الجانب (أو أحادي الميل) . وعلى الرغم من أن هذا الافتراض هو الآخر يبدو جذّاباً ،

إلا أنه كسابقه تحفّ به صعوبات مماثلة . فالانثناء إلى أسفل لم يكن ليحدث في الشمال لنفس السبب الذي من أجله لم يكن الجانب الهابط للصدع أن يحدث في الشمال (لو حدث ذلك لظهرت صخور كريتاسية في الجفارة الجنوبي) . ولقد يتناسب وجود الجانب المرتفع من هذا الالتواء الأحادي الميل في الشمال مع الاستقامة العامة لواجهة الجبل ، ولكنه ، كافتراض الصدع الرئيسي ، لا يفسر مظهرها الشاب .

ويبقى بعد ذلك افتراض مركب يجمع بين الافتراضين السابقين ومؤداه : التواء أحادي الميل يمتد من الشرق إلى الغرب ، جزؤه الهابط في الجنوب ، أصابه التكسر والتصدع في الشمال . ونحن نرجحه لتفسير نشأة واجهة الجبل الطرابلسي ، لحين إثراء المعلومات بمزيد من البحث والدراسة ، وتجميع الحقائق التي تعين على إيجاد حل نهائي لهذه المشكلة .

المراجع

جودة حسنين جودة (١٩٦٣) : تكوينـــات اللوس . مطبوعات الموسم الثقافي للجمعية الجغرافية المصرية . القاهرة .

جودة حسنين جودة (١٩٦٦) : العصر الجـــليدي . منشورات جامعة بيروت العربية . بيروت .

Ahlman, F. W. (1928) : La Libye Septentrionale. Geogr. Ann. Vol. 10, h. 1—2, Stockholm.

Burollet, P. F. (1963) : Saharan Symposium 1963 Field Trip Guide Book of the Excursion to Jebel Nefusa. Petr. Expl. Soc. Libya, Tripoli.

Conant, L. C. and Goudarzi, G. H. (1964) : Geologic Map of Libya. Misc. Geol. Invest. Map 1—350 A, U.S. Geol. Survey.

Conant, L. C. and Goudarzi, G. H. (1967) : Stratigraphic and Tectonic Framework of Libya. Ann. Assoc. Petroleum Geologists Bull., Vol. 51, No. 5.

Desio, A. and others (1963) : Stratigraphic studies in the Tripolitanian Jebel (Libya). Memoria IX, Rivista Italiana de Paleontologia e Stratigrafia, Milano.

Desio, A. (1971) : Outlines and Problems of the geomorphological Evolution of Libya from the Tertiary to the Present day. Symp. on the Geol. of Libya. Tripoli.

Fuerst, M. and others (1963) : Zur Geologie von Libyen. Geol. Rundschau, Bd. 53, Stuttgart.

Haynes, J. (1962) : Operculina and associated Foraminifera from Paleocene of the Northeast Fezzan, Libya.

Hey, R. W. (1962) : Quaternary and Palaeolithic of Northern Libya. Quaternaria, Vol. VI, Roma.

Lipparini, T. (1968) : Tectonics and Geomorphology, Tripolitania Area, Libya. Geological Section Bulletin No. 4.

Miller, V. C. (1971) : A preliminary Investigation of the Geomorphology of the Jebel Nefusa. Symposium on the Geology of Libya.

Parona, C. F., Crema, C., and Franchi, S. (1913) : La Tripolitania Settentrionale : descrizione fisica e geologica della regione. Roma.

Parona, R. (1926) : Il Djebel Tripolo e la sua fronte sulla Gefara. Riv. Trip. 11. Roma.

Pfalz, R. (1930) : Osservazioni morphologiche sulla Tripolitania in paragone con quelle sulla Cirenaica. Atti XI Congr. Geografico Ital., Vol. III, Napoli.

Pfalz, R. (1940) : Geomorphologische Probleme in Italianisch— Libyens. Zeitsch. Gesell. f. Erdk., Jahr. 1940, 9/10, Berlin.

Rathjens, C. (1928) : Loess in Tripolitanien. Zeitsch. Gesell. f. Erdk., Jahrg. 1928, 5/6, Berlin.

Smalley, I. J. and Vita-Finzi, C. (1968) : The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" Loess. Journ. Sed. Petrology, 38.

Stella, A. (1914) : La geologia. In La Missione Franchelli in Tripolitania (Il Gebel) : Soc. ital. stud. Libia, Firenze-Milano.

Vita-Finzi, C. (1971) : Alluvial History of Northern Libya since the Last Interglacial. Symposium on the Geology of Libya, Tripoli.

Willimott, S. G. (1960) : Soils of the Jefara. In S. G. Willimott and J. I. Clarke (eds.), Field Studies in Libya, University of Durham.

Wittschell, L. (1929) : Der Tripolitanische Djebel. Zeitsch. Fuer. Geomorph., Vol. IV.

البحث السادس

التطور الجيومورفولوجي للصحراء الليبية

التطور الجيومورفولوجي للصحراء الليبية

كانت الصحراء الليبية أول قسم ظهر من الأراضي الليبية فوق سطح البحر. فالجزء الأكبر من هذه الصحراء برز بالفعل كأرض يابسة في بداية الزمن الثاني . وابتداء من الزمن الثالث أخذت رقعة إقليم طرابلس في الظهور فوق منسوب مياه البحر المتوسط ، وتحول قسم كبير منه إلى يابس مع بداية عصر الإيوسين ، ثم تبع ذلك انحسار مياه البحر عن كل من منطقتي برقة وسرت ، وكان ذلك حوالي نهاية عصر الميوسين .

ومن الواضح أنه كلما كان التاريخ الجيومورفولوجي لمنطقة معينة موغلا في القدم ، كلما كانت الشواهد الجيومورفولوجية الباقية قليلة وغامضة . ذلك أن المنطقة تكون قد عانت أثناء تاريخها الطويل من دورات تعرية متكررة انطبعت فيها ، وعدّلت كل دورة منها من المظاهر الجيومورفولوجية التي شكلتها الدورة السابقة لها . ويصعب استقراء التطور الجيومورفولوجي للصحراء الليبية على هذا المدى الطويل بوسائل البحث الجيومورفولوجية البحتة ، ذلك أن معالم المنطقة قديماً إما أنها الآن قد زالت أو انطمست أو تعدّلت وتشكلت بصور مختلفة .

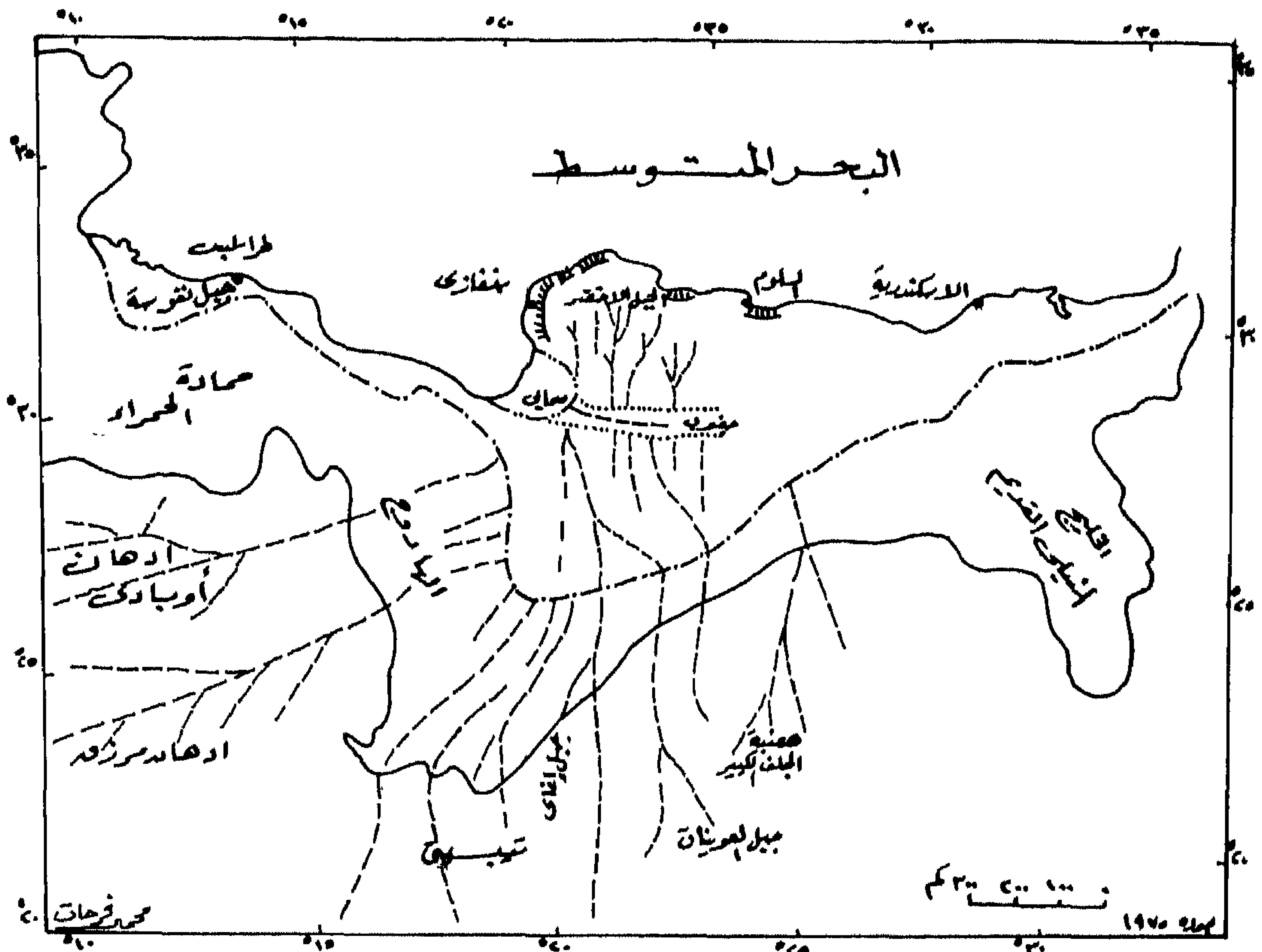
وإذا كان خط الساحل يقسم أرضاً تتعرض لنفس الظروف المناخية إلى شطرين أحدهما وهو القاري (اليابس) تسوده قوى التعرية ، والآخر وهو

البحري يشيع فيه الإرساب ، فإن الأخير وهو الشطر البحري ، يعكس الطبيعة الجيومورفولوجية للأول .

ومن هذا المدخل يمكننا مواصلة البحث في استقراء التطور الجيومرفولوچي للصحراء الليبية ، فالرواسب البحرية تساعد في هذا المجال مساعدة كبيرة . فمن الممكن أن نستقي منها معلومات قيّمة تختصّ بالكشف عن غوامض الأوضاع الجيومورفولوجية القديمة للأراضي المتصلة بها والمجاورة لها والتي ظهرت فوق منسوب البحر حين إرساب تلك الرواسب . ويتأتّى هذا عن طريق التحليل التفصيلي للتتابع الصخري والحيوي لهذه الرواسب ، والدراسة الدقيقة لاستراتيجرافيتها ، وتوزيعها الجغرافي .

ويبدأ التطور الجيومورفولوچي للصحراء الليبية ببداية الزمن الثالث ، حين طغى بحر تيثس (البحر المتوسط القديم) على أرض ليبيا ، وتوغل جنوباً حتّى وصل ساحله على امتداد خط يمتد على وجه التقريب بامتداد دائرة العرض ٢٩° شمالاً في أقصى الغرب ، وامتداد دائرة العرض ٢٥° شمالاً في أقصى الشرق ، ومنه تداخل لسان بحري فيما بين خطي طول ١٧ — ٢١° شرقاً صوب الجنوب حتى وصل إلى الحضيض الشمالي لمرتفعات تبستي ، أي إلى حوالي دائرة العرض ٢٢° شمالاً (دزيو Disio ١٩٧١ ، وبيرد Baird ١٩٧٢) . وبذلك انقسم اليابس الليبي آنذاك إلى قسمين بواسطة هذا اللسان البحري الضخم ، وهو خليج سرت القديم الذي أثر في مناخ اليابس المتاخم له ، وقرر نشوء وتطور نظام التصريف المائي . وكان لوجود هذا الخليج أثره العميق في التطور الجيومورفولوچي للصحراء الليبية .

وقد كان اتساع الخليج في عصر الباليوسين (بداية الزمن الثالث) يتراوح بين ٣٠٠ — ٣٥٠ كيلو متراً ، وكانت حدوده الجنوبية حينذاك تتمشى مع مظاهر الصخور القديمة التابعة للزمنين الأركي والأول ، ومع مخارج الحجر الرملي النوبي القاري التابع للزمن الثاني . ولم يقتصر تداخل بحر تيثس في



(شكل ٢) تطور خليج سرت منذ بداية الزمن الثالث حتى الآن ٠

اليابس الأفريقي على خليج سرت القديم ، بل كان هناك لسان بحري آخر معاصر له يتمثل في الخليج النيلي القديم الذي توغل في اليابس جنوباً على امتداد وادي النيل الحالي على وجه التقريب حتى بلغ دائرة العرض ٢٣° شمالاً (بول J. Ball ١٩٣٩) . (شكل ٢) .

ولهذا الوضع الجغرافي القديم الخاص بتوزيع اليابس والماء في القسم الشمالي الشرقي من قارة أفريقيا أهمية خاصة بالنسبة للظروف المناخية التي كانت سائدة حينذاك . فلا شك أن وجود البحر متوغلاً بالخليجين الكبيرين المذكورين إلى هذا المدى من قلب القسم الشرقي من الصحراء الكبرى الأفريقية كان له تأثير عظيم على أحوال المناخ في الأصقاع المحيطة ، وبوجه خاص على الحواجز الجبلية التي تتمثل في العوينات وتبستي والحجار وتاسيلي ، والتي تكوّن الإطار الجنوبي للصحراء الليبية ، فقد كانت بمثابة نطاقات تكثيف لرطوبة الجو .

ولا شك أن دراسةً بوسائل البحث الحديثة للأحياء القديمة ، ولتكوينات كل من عصري الباليوسين والإيوسين يمكن أن تمدنا بمعلومات دقيقة عن ظروف الحرارة وأحوال المطر خلال هذين العصرين ، كما وأن التحليل البتروجرافي للرواسب البحرية الباليوسينية والإيوسينية يفيد في إعطائنا صورة نظام التصريف النهري في اليابس المحيط بها . ورغم أن المنطقة تفتقر لمثل هذه الدراسات ، فإنه يبدو منطقياً من الموقع الفلكي ، ومن توزيع اليابس والماء الآنف الذكر ، أن نتصور وجود ظروف مناخية مدارية غزيرة المطر نوعاً ، تُقارن بأحوال مناخ نيجيريا الحالية ، سادت الأراضي المحيطة بخليج سرت القديم منذ بداية عصر الباليوسين .

وينبغي لنا الآن أن نتساءل عما كان عليه نظام التصريف المائي في الصحراء الليبية في الباليوجين . لعله يبدو واضحاً من عرضنا السابق أن الإطار الجبلي الذي كان يحف بخليج سرت القديم حيث كانت تتساقط الأمطار كان يمثل المنابع لعدد من المجاري المائية التي كانت تتدفق منه إلى البحر ، وهو الإطار

الجبلي الذي ما يزال موجوداً حتى وقتنا الحاضر ، والذي كان أكثر علواً وأقل تقطعاً منه الآن . وينطبق هذا الوصف على كل من مرتفعات العوينات وتاسيلي ، أما مرتفعات تبستي فيظن أنها كانت أقل ارتفاعاً بقليل منها حالياً ، نظراً لأن اللافا التي توّجت أعاليها وزادت من ارتفاعها قد انبثقت في عصر لاحق (بيرد ١٩٧٢) .

وحينما نبدأ من الحاضر ، ونستقرىء خريطة ليبيا الجيولوجية والوضع الطبيعي الحالي للأراضي الليبية كأساس لتقصي الظروف الجغرافية التي سادتها أثناء الباليوچين ، فإننا من الممكن أن نتصوّر وجود منطقتين رئيسيتين للتصريف المائي السطحي في القسم الجنوبي من الصحراء الليبية :

المنطقة الأولى كانت تصدر عن خط تقسيم المياه فوق أعالي مرتفعات تبستي ، وتنحدر على سفوحها الشمالية صوب سرير تبستي الحالي ، وكان التصريف المائي يأخذ اتجاهاً شمالياً وشمالياً شرقياً .

والمنطقة الثانية ، وكانت أكثر اتساعاً من الأولى ، تقع بين كتلة العوينات وجبل إغاي ، وهو لسان جبلي يبرز نحو الشمال الشرقي من كتلة تبستي ، وكان التصريف المائي هنا ينحدر نحو الشمال والشمال الغربي على وجه التقريب . وكان الحوضان يلتقيان ، على ما يبدو ، بالقرب من جبل إغاي .

ويتركب النطاق الجبلي الذي يمثل منابع الحوضين من صخور قديمة في لأغلب الأعم . وقد انتابته حركات الرفع أثناء فترة الإلتواءات الهرسينية ، وإن كان البعض (دزيو ١٩٤٢) يعتقد بإمكانية رفعه في زمن سابق ، كما يُظن أنه قد عانى من عمليات رفع أخرى لاحقة . وكان أعظم ارتفاعاً وامتداداً واتصالاً في الزمن الثاني حين نشأ حوضا التصريف المائي ، وأيضاً في النصف الأول من الزمن الثالث (الباليوچين) .

وبمرور الزمن تآكل هذا الإطار الجبلي بالتدريج ، حتى تحول في وقتنا الحاضر إلى مرحلة السهل التحاتي أو ما يدانيها ، وهو وإن كان واضح الانحدار

صوب الشمال ، إلاّ أنه ينحدر جنوباً بصورة تدريجية غير محسوسة . والبقية الباقية من نطاق المرتفعات تتمثل حالياً في كتل تقع في الركنين الجنوبي الشرقي والجنوبي الغربي من الصحراء ، وأظهرها كتلة العوينات التي يبلغ أقصى ارتفاع لها ١٩٣٤ متراً ، وكتلة تبستي التي زادها الانبثاق البركاني علوّاً ، حيث تشمخ أعلى قمة فيها إلى ارتفاع ٣٤١٨ متراً .

وحين ننظر إلى رقعة الصحراء الليبية الواقعة بين السواحل الشرقية لخليج سرت القديم والحدود المصرية نراها تبدو في هيئة صُقع ضخم من الأرض المنبسطة . ولا يقطع انبساطها إلا وجود القور و « الجبال » المبعثرة بغير نظام . وما القور و « الجبال » سوى تلال متخلفة منعزلة تمثل البقية الباقية من هضبة متصلة كانت تشغل أصلاً كل القسم الأوسط والجنوبي من الصحراء الليبية . وتظهر القور و « الجبال » منفردة في معظمها ، وقد تحتشد أحياناً ، وهي كلها متواضعة الارتفاع ، وتتميز باستواء أعاليها ، وقد تبدو قممها مستديرة أحياناً ، أما سفوحها فشديدة الانحدار في معظم الأحيان . وقد بلغ تقطع الهضبة القديمة شأوه في عصرنا الحاضر ، حتى ليصعب ، بل يستحيل التعرف على خطوط المضارب . وبسبب هذا التمزق تبدو مورفولوجية هذه البقايا الهضبية القديمة مضطربة ، وتفتقر لوجود نظام ظاهر ، فلا نكاد نستبين أي ترتيب لخطوط تصريف رئيسية تكتنفها ، أو أية حافات واضحة تحدد معالمها .

ومع هذا فإننا لا نعدم أن نجد آثاراً لنظم أودية قديمة عند أطراف هذه الهضبة القديمة . فإذا ما اتجهنا شرقاً نحو كتلة العوينات وهضبة الجلف الكبير ، ونحو الغرب إلى جبل إغاي الذي يُمثل اللسان الجبلي الشمالي لتبستي ، يمكننا أن نشاهد بالتدريج ظهور نظم من الأودية الكبيرة ، ما تلبث أن تتعقد في التركيب ، وتثري بالروافد . وهنا تبدو الهضبة القديمة أقل تمزقاً وأكثر اتصالاً ، وبالتالي تتحدد معالم الأودية الرئيسية والثانوية . يضاف إلى ذلك أن الأودية الموجودة فوق الإطار الجبلي الجنوبي ما تزال متصلة وحسنة التحديد . وفي هذا وذاك

دليل واضح على أن الأجزاء القصيرة من مجاري الأودية التي تتخلل القور و « الجبال » الممثلة للمخلفات الهضبية في وسط الصحراء الليبية ما هي في الواقع إلا البقية الباقية من نظام الأودية القديم الذي كان يصدر في الجنوب من مرتفعات العوينات وتبستي .

وهناك شواهد أخرى تشير إلى أن المجاري المائية كانت تتدفق في النصف الأول من الزمن الثالث فوق رقعة الصحراء الليبية بامتدادها آنذاك من الجنوب إلى الشمال . وتتمثل هذه الشواهد في تركيب حصى السرير ورمال العروق . فقد أجريت دراسات متفرقة ، ولكنها دقيقة ، على تركيب حصى سرير تبستي ، وسرير كلانشيو ، ورواسب رمال العروق خاصة عروق جغبوب (دزيو ١٩٣٨) ، وتبين أنها من الوجهة البتروجرافية والمعدنية تماثل تركيب صخور الجرانيت والدايوريت والسيانيت التي يشيع وجودها في الإطار الجبلي الجنوبي . وهذا يدل على أن هذه الرواسب قد اشتقت أصلاً من البناء الصخري للعوينات وتبستي .

ونحن لا نملك دليلاً على أن اكتساح هذه الرواسب ونقلها ثم إرسابها قد تمّ كلية في النصف الأول من الزمن الثالث ، خصوصاً أن كثيراً من المجاري المائية النشطة قد نشأت ثم نمت في عصور أحدث من ذلك . وعلى أي حال فمن الطبيعي أن نتوقع أن نقل الحصى قد تمّ على مراحل بواسطة الماء الجاري في غضون عدد من دورات التعرية النهرية ، خصوصاً أنه قد نقل لمسافة العديد من مئات الكيلومترات من مصدره في الجنوب إلى نطاقات إرسابه في الشمال .

وقد تعرضت تكوينات الزمن الأول والزمن الثاني في نطاق الإطار الجبلي الجنوبي وحواليه لعمليات تعرية كثيفة ومتكررة أثناء مراحل دورات التعرية المائية ، فأخذت لذلك النوايات البلورية القديمة تنكشف وتظهر مرحليا . ومن الممكن التعرف على مراحل انكشافها عن طريق دراسات بتروجرافية ومعدنية

وفيرة ، تُجرى لحصى السرير والعروق على صعيد التوزيع الجغرافي من جهة ، ومدى انتشار وتكرر شيوع النوع الصخري للحصى في نطاقات السرير وبحار الرمال من جهة أخرى . وقد قام دزيو (١٩٢٨) ودي أنجليز M. De Anglis ، ١٩٣٠ و ١٩٣٤) بعمل مشابه ، اقتصر على دراسة نوعيّة لحصى سرير كلانشيو ورمال عرق جغبوب ، وخرجوا من الدراسة بنتيجة مؤداها أن مصدر الرواسب يتمثل في الكتل البلورية التي يتكون منها الإطار الجبلي الجنوبي . وسنشير فيما بعد لدراسات بتروجرافية ومعدنية أحدث وأوفى ، شملت تحليلاً للمعادن الثقيلة في نطاق مرتفعات تبستي وما حولها ، وهي دراسات تختص بالزمن الرابع قام بها هاجدرون H. Hagedron ، وباشور H. J. Pachur (١٩٧١) .

وقد استمرت عمليات التعرية دائبة في اكتساح المواد ، وتخفيض منسوب المرتفعات أثناء الباليوچين (النصف الأول من الزمن الثالث) ، ولكن كثافة تأثيرها كانت تتناقص بالتدريج لسببين : الأول ، يتمثل في الانخفاض المستمر في التضاريس ، والثاني ، يرجع إلى أن البحر ، وهو يمثل مستوى القاعدة لعمليات التعرية هنا — كان آخذاً في الانحسار والتراجع شمالاً نتيجة لارتفاع تدريجي أصاب الأراضي الليبية . ويبدو أن الأشكال الأرضية للمنطقة قد وصلت في نهاية الباليوچين إلى مرحلة الشيخوخة أو ما يدانيها ، كما اتخذ المظهر العام للسطح وضعاً يشبه في معالمه الرئيسية وضعه الحالي .

ونتيجة لتراجع البحر التدريجي أخذ خليج سرت القديم في التقلص ، وقد استمر انكماشه ، وتزحزح شواطئه صوب الشمال ، حتى أصبحت تلك الشواطيء تمتد حوالي دائرة العرض ٢٨° شمالاً ، وكان ذلك في نهاية الباليوچين. ولا شك أن اختفاء قسم كبير من الرقعة البحرية لخليج سرت القديم وتحوله إلى يابس قد تسبب في إحداث تعديلات مناخية ملحوظة وواضحة في المنطقة . يضاف إلى ذلك أن انكماش خليج سرت القديم قد عاصر تراجع البحر وانحسار

المياه عن قسم كبير من الخليج النيلي القديم في الشرق (دزيو ١٩٧١ وبول ١٩٣٩) . وقد كان لازدياد رقعة اليابس وانحسار الخلجان البحرية على هذا النحو أثره في ظروف التكاثف ، فلا شك أن قد تناقصت كمية الأمطار السنوية .

ومع هذا فقد قلل من حدة هذا التناقص في التساقط ، ظهور رقعة بحيرية فسيحة في الجنوب طوال عصر الإيوسين . فحسبما يذكر جيرارد G. Gerard (١٩٥٨) كانت بحيرة تشاد أثناء عصر الإيوسين عظيمة الرقعة ، وكانت تمتد لتشغل الحوض كله . وكان لوجود مثل هذه المساحة المائية الفسيحة في الجنوب أثره المضاد لظروف الجفاف ، فقد عوضت بعض النقص في التساقط نتيجة لانحسار مياه خليج سرت في الشمال .

وقد نشأ عن تراجع مياه البحر صوب الشمال ، انكشاف يابس جديد وظهور تدريجي لسهل ساحلي ينحدر انحداراً هيناً من الجنوب نحو الشمال . وخلال هذا السهل كانت المياه الآتية من الجنوب تنحر لنفسها المجاري حيث تتدفق حاملة لكميات كبيرة من الرواسب التي اكتسحتها من الإطار الجبلي الجنوبي وتوزعها عند مصباتها . ويبدو أن المجاري الرئيسية الكبيرة هي التي احتفظت بوجودها أثناء تلك الفترة ، بينما قد تضاءل عدد من المجاري المائية الثانوية ، واندثر عدد آخر منها ، نتيجة للنقص في كمية الأمطار السنوية .

وقد ظل تراجع البحر مستمراً أثناء الباليوجين ، وبلغ انكشاف يابس الزمن الثالث الليبي أوجه بانتهاء عصر الأوليجوسين وبداية عصر الميوسين . ويبدو أن البيئة الجيومورفولوجية لأراضي الصحراء الليبية ، ونقصد بها هنا القسم الجنوبي الشرقي من ليبيا ، كانت تتكون من أشكال سطح ناضجة ، أو كانت بين النضج والكهولة . ففي الجنوب كانت قيعان الأودية النهرية عريضة ، وبالاتجاه شمالاً كانت تنتشر المراوح الرسوبية الفسيحة المنبسطة ، التي ما تلبث أن تتحول في نفس الاتجاه إلى بيئة السهول الرسوبية العظيمة المساحة

وهذه كانت تمتد لتصل إلى شواطيء البحر المتوسط القديم . وكانت بعض المجاري المائية الكبيرة الآتية من النطاق الجبلي الجنوبي تنجح في اختراقها وتصل إلى البحر .

وما دام انكشاف يابس الزمن الثالث الليبي قد بلغ أوجه مع بداية عصر الميوسين ، فإننا نتوقع أن تزداد أحوال المناخ قارية وجفافاً ، مع نقص في التساقط فوق الصحراء الليبية . ومن الممكن استقاء معلومات دقيقة عن أحوال المناخ التي سادت الصحراء الليبية أثناء عصر الميوسين من نتائج الدراسات البتروجرافية للرواسب ، ومن الشواهد الباليونتولوجية التي أمكن العثور عليها في منطقة جبل زلطن Zelten . فالدراسة التي قام بها سيلي R. C. Selley (١٩٦٨) للتكوينات الميوسينية في تلك المنطقة دلت على وجود رواسب لاجونات (بحيرات ساحلية) ، ورواسب لمجاري مائية قمعية المصبات . وخرج سيلي من دراسته بأن الأحوال المناخية التي سادت المنطقة أثنـــاء تلك الفترة تُقارن بظروف المناخ السائدة الآن في منطقة خليج عمان .

ويقرر سافيج Savage (١٩٦٨) الذي درس المنطقة من الوجهة الباليونتولوجية ، أن حفريات الحيوانات الفقرية التي اكتشفها في رواسب هذه المجاري واللاجونات ، تضم التماسيح والسلاحف ، كما ذكر بأن حفريات الحيوانات البرية في المنطقة تشمل الفيلة والخراتيت والزراف ... وهي كلها كما نرى أنواع مدارية من الحيوان، تناسبها ظروف الحياة في بيئة السفانا، كتلك الأنواع التي نجدها الآن في شرق أفريقيا .

ولكي نكوّن فكرة صحيحة عن الأحداث الجيومورفولوجية التي عاناها القسم الداخلي من الصحراء الليبية أثناء النيوجين (النصف الثاني من الزمن الثالث) ، لا بد من القيام بأبحاث دقيقة في مختلف أجزاء تلك الأراضي الشاسعة المساحة والمقفرة . وهذه تتطلّب عملاً جماعياً يعجز عن القيام به الأفراد . وهناك صعوبة أخرى تقف في سبيل تصوير الأوضاع الجيومورفولوجية

آنذاك ، وهذه تتمثل في أن التطور منذ نهاية الباليوجين وحتى بداية الزمن الرابع ظل مستمراً بصورة تدريجية غير محسوسة ، فلم تحدث تغيرات مناخية قوية أو فجائية يمكنها أن تتسبب في تعديلات ذات بال في تطور الظاهرات الجيومورفولوجية . وبالمثل كان خط ساحل خليج سرت القديم يتحرك متراجعاً نحو الشمال ببطء وبالتدريج ولم تنشأ عن تراجعه اختلافات بيّنة في مستوى القاعدة .

وبتراجع البحر المستمر ، وانكشاف أجزاء جديدة من قاعه ، كان السهل يتسع وينمو ، وكان لزاماً على المجاري المائية أن تطيل مجاريها فوق الأرض الجديدة المنحدرة انحداراً تدريجياً هيناً ، وهي في طريقها إلى البحر . ولا شك أن السهل الساحلي الذي ظهر حديثاً كان يزخر بالبحيرات الساحلية المستطيلة والسبخات ، كما كان يتركب من رواسب هشّة . وفوقه كانت المجاري المائية تترنّح صانعة للعديد من المنعطفات ، وقد ساعدها في شق مجاريها رغم ضعفها تفكك الرواسب البحرية التي انكشفت حديثاً بتراجع البحر . وإلى الجنوب من ذلك كانت تلك المجاري تشق طريقها في تكوينات رسوبية نهرية سبق لها إرسابها في فترات سابقة .

وقد استمرت عمليات التعرية النهرية دائبة في تعرية الهضبة في القسم الجنوبي من الصحراء الليبية ، واتسع نظاما التصريف المائي القديمان اللذان كانا يصدران عن إطار المرتفعات الجنوبية في العوينات وتبستي ، وظهرت فيهما روافد وأفرع جديدة . ولا شك أن المجاري المائية كانت تجري أثناء هذه الحقبة خلال الصحراء الليبية من الجنوب نحو الشمال في قنوات حسنة التحديد .

وإذا ما افتقدنا المعلومات عن الأحداث الجيومورفولوجية أثناء عصر البليوسين في داخلية الصحراء ، فإننا نجدها بصورة وفيرة في الشمال في منطقة صحابي . وتلك منطقة درسها بعض من بحاث الجيولوجيا ، ومن نتائج دراستهم يمكننا أن نستقي بيانات وافية عن الجغرافيا القديمة لمنطقة صحابي

من جهة ، ثم عن الأحوال المناخية التي سادت الداخل من جهة أخرى .

ففي منطقة صحابي تنتشر رواسب الصحراء الحصوية الرملية من نمط السرير ، ويتداخل توزيع هذه الرواسب في الإقليم بعيداً صوب الشمال أكثر من تداخل حصى السرير في نفس الاتجاه في أي جزء آخر من ليبيا . ويتفق تداخلها هذا فوق مساحة من الأرض لم تكابد من عمليات الرفع إلا قليلاً بالقياس لما عاناه منها كل النطاق الليبي المشرف على البحر المتوسط . وترتكز هذه الرواسب من الحصى والرمال الهوائية النمط بغير نظام فوق تكوينات من الرواسب النهرية المصبية . وتتركب الرواسب الأخيرة من مواد صلصالية ورمال وحصى ، وهي تملأ منخفضاً يشغل مسطحاً تحاتياً قديماً يرجع لأواخر عصر الميوسين . وقد نشأ السطح التحاتي فوق تكوينات كلسية ، وأخرى ميكانيكية النشأة . وتتميز التكوينات بدقة حبيباتها ، وتحتوي على حفريات الجاسترو بود Gastropod وأنواع من الأسماك ، وكلها حفريات تنتمي لأوائل عصر الميوسين وأواسطه (دزيو ١٩٣٥) .

وتحتوي الرواسب النهرية المصبية التي ترتكز فوق السطح التحاتي على حفريات كثيرة لعظام وهياكل كاملة لحيوانات من بيئات متنوعة ، بعضها بحري ، وبعضها يعيش في مياه عذبة ، والبعض الثالث لحيوانات تعيش فوق اليابس ، وتشمل فيما تشمل التماسيح والسلاحف والفيلة والأبقار ... وبينما تشير الحفريات الحيوانية البحرية الميوسينية أن المنطقة كان يسودها أثناء أوائل وأواسط الميوسين ظروف مناخية مدارية وشبه مدارية (D'Erasow ١٩٥١ ، ص ٦٦) ، فإن الحفريات الحيوانية القارية تدل بما لا يدع مجالاً للشك في شيوع أحوال مناخية مدارية أثناء عصر البليوسين ، لا في منطقة صحابي وحدها ، وإنما أيضاً في نطاق مساحي كبير يمتد إلى الجنوب منها .

وقد عثر شياروجي Chiarugi (١٩٢٩) ودزيو (١٩٣٥) على عدد كبير من جذوع أشجار متحجرة في منطقة قصر الصحابي والأراضي المحيطة بها .

ورغم أن دزيو قد وجدها مبعثرة ومنتشرة هنا وهناك بغير انتظام ، إلا أنه حدد توزيعها في اتجاهين : اتجاه شرقي نحو منخفض واحة جغبوب ، واتجاه جنوبي نحو منخفض واحة جالو . ويذكر دزيو أن بعضها على ما يبدو محلي أصيل ، ولكن الكثرة العظمى منها من أصل غريب عن المنطقة .

ونظراً لكثرة العثور على هذه البقايا الشجرية المتحجرة في مجالي الامتداد الآنفي الذكر ، فإننا نتوقع إحتمال وجود نظام قديم للتصريف المائي ، كان ينحدر أساساً من الجنوب من منطقة جالو وما وراءها صوب الشمال ليصب في مجال موقع قصر الصحابي الحالي . ويظهر أن هذا المجرى كان يكتسح مع تياره الأخشاب لتحتشد في النهاية عند مصب صحابي .

وقد أعلن دزيو (١٩٣٥) عن اكتشاف أخشاب متحجرة في مناطق أخرى على نفس خطوط العرض ، ومنها منطقة سرت . كما عثر على بعض سيقان الأشجار في برقة وسرت في وضع قائم مع جذورها محفوظة في رواسب بحرية تنتمي لعصر الميوسين . ولا توجد لدينا معلومات دقيقة عن عمر الأخشاب المتحجرة في منطقة صحابي ، نظراً لأن فصائل النباتات التي أمكن تمييزها (Chiarugi ، ١٩٢٩) لم تكن مرتبة بنظام استراتيجرافي ، كما وأن ظروف موقعها ، إذا لم تكن من نمط منقول ، يثير الحيرة في البحث عن أصل نشأتها . ولقد أرجع دزيو (١٩٣٥) عمر هذه الأخشاب المتحجرة إلى عصر الميوسين ، ولكنه عاد وساوره الشك في تقرير هذا العمر ، ورأى مؤخراً (دزيو ، ١٩٧١) إرجاع عمرها لعصر أحدث ، ربما عصر البليوسين ، وخصّ بهذا التأريخ أخشاب برقة وإقليم سرت التي وجدها مبعثرة على رواسب بحرية ميوسينية .

وينبغي أن نلفت النظر إلى أن مجرد وجود جذوع أشجار متحجرة في وضع قائم مع جذورها ومدفونة في تكوينات ميوسينية بحرية ، لا يُعدّ دليلاً كافياً على أن تلك الجذوع والجذور الشجرية تُنسبُ لعصر الميوسين . ففي

وقتنا الحالي نرى الأشجار بجذوعها وجذورها التي تمسك وتنمو في تراكيب صخرية تنتمي لعصر جيولوجي قديم ، ولكنها بطبيعة الحال لا تمتّ بأية صلة من وجهة العمر لتلك الصخور القديمة .

ومهما يكن من شيء فإن وجود هذه الأخشاب المتحجرة في جنوب برقة ومنطقة سرت له أهمية خاصة من وجهة نظر المناخ القديم . فقد درس A. Chiarugi (١٩٣١) كثيراً منها ، وميّز أنواعها ، وقال بأنها من نوع الأشجار التي تنمو في ظلال مناخ مداري رطب ، أي في بيئة تتميز بحرارة ورطوبة متناسقة مع وجود فترات جافة نسبياً وهي صفات تميز مناخ إقليم السفانا . وهذا الرأي يتفق تماماً مع المميزات المناخية القديمة التي أمكن الاستدلال عليها بواسطة الحفريات الحيوانية القارية وحفريات حيوانات المياه العذبة التي عثر عليها في منطقة صحابي .

وعلى الرغم من تحول مناخ ليبيا إلى الظروف القارية بسبب اختفاء خليج سرت القديم وتحوله إلى يابس ، فإن قسماً كبيراً من أراضي ما نسميه الآن بالصحراء الليبية كان يتميز أثناء عصر البليوسين بمناخ حار رطب ، يمكن مقارنته بالمناخ الموسمي السائد الآن في الصومال . وفي مثل هذه الظروف المناخية نتوقع وجود أودية تجري بالمياه ، وتكتنفها أشجار الغابات ، وعلى ضفافها تعيش الأفيال ، وفي مياهها تسبح التماسيح . وكان تيار الماء يجرف معه جثث الحيوانات البرية والمائية مع جذوع الأشجار إلى مصب صحابي . وكانت منطقة المصب منبسطة وقليلة الانحدار ، وتزركشها البحيرات الساحلية والمستنقعات الغدقة ، وتقطعها المجاري المائية وتجري خلالها ، وترسّب فيها أنماطاً متنوعة من الرواسب . ويفسر لنا هذا الوضع الجغرافي القديم تداخل حصى السرير بعيداً صوب الشمال في هذه المنطقة ، فهو هنا يمثل لا شك رواسب نهرية إكتسحتها ونقلتها المجاري المائية من أقصى الجنوب .

وإذا ما انتقلنا للزمن الرابع نجد كثيراً من الشواهد التي تدل على حدوث

تغيرات مناخية في رقعة الصحراء الليبية . فبالقرب من قصر الصحابي وحواليه ، أمكن اكتشاف خطوط شواطيء قديمة لبحيرة بليوستوسينية ، تشهد بشيوع ذبذبات مناخية بين الرطوبة والجفاف . وما تزال المناسيب البحيرية القديمة في منخفضات الصحراء الليبية ، ومنها جغبوب والكفرة ، تحتاج إلى دراسة وتفسير .

ويظهر على جوانب قارة عويضه Uedda ، التي تقع إلى الجنوب مباشرة من جغبوب ، تتابع طبقي قاري يحتوي على حفريات حيوانية ونباتية ، ويُطلق عليها « تكوين عويضه » . ويتركب هذا التكوين الذي درسه دي جيسار F. Di Gesare وآخران (١٩٦٣) من أربع طبقات من الصلصال الرملي الجبسي المالح ، والصخر الجيري المارلي الرملي ، وترتكز فوقها طبقة جيرية رملية مالحة (كاليش Caliche) بها حبيبات من الكوارتز تتميز بالصقل الهوائي . وهذه الطبقة تُعتبر مثالية لبيئة مائية بحيرية ، ويفصل هذه الطبقات عن بعضها ثلاث مستويات من الرمال الهوائية . وتشمل الحفريات الحيوانية فورامينيفرا Foraminifera وأستراكودس Ostracods و جاستروبود ، كما تحوي الحفريات النباتية نوع أوجونيا Oogonia ، وهي جميعاً أشكال أحياء تنتمي لعصر البليوسين والزمن الرابع ، عاشت في بيئة قارية ، وفي مياه ضحلة هادئة ، وفي بحيرات عذبة أو غدقة .

وقد جرى تقييم وتفسير هذا التتابع الطبقي مناخياً على الوجه التالي (مع شيء من التعديل لما أورده دي جيسار لزيادة الإيضاح) :

طبيعة ونوعية التتابع الطبقي	التقييم المناخي
مخلفات حجرية من العصر الحجري الحديث ومن عصر ما قبل التاريخ — الآلات الحجرية مصنوعة من الحجر الجيري الذي ترسّب أثناء الفترة المطيرة الرابعة — مواقع حضارات ما قبل التاريخ فوق سطح الحجر الجيري المعرّى .	فترة تحسين المناخ (مطيرة)

تعرية الحجر الجيري وإرساب الحصى النهري أو السرير .	مرحلة مطيرة ثانية (أو فترة مطيرة خامسة)	الفترة المطيرة الرابعة
؟ ؟ ؟ ؟	مرحلة جافة ؟	
إرساب الحجر الجيري (كاليش Caliche)	مرحلة مطيرة أولى (أو فترة مطيرة رابعة)	
إرساب ثالث لرمال العرق القديم الكوارتزية وتعرية الرواسب الأقدم .	الفترة الجافة الثالثة .	
رواسب مناخ رطب تحوي بقايا نباتية وجاستروبود .	الفترة المطيرة الثالثة	
إرساب ثان لرمال العرق القديم الكوارتيزية .	الفترة الجافة الثانية .	
تسوية العرق — تعرية الرواسب الأقدم بواسطة مجاري مائية آتية من الجنوب — إرساب تكوينات مناخ رطب .	الفترة المطيرة الثانية .	
تعرية الرواسب الأقدم — إرساب رمال كوارتيزية لأول عرق قديم .	الفترة الجافة الأولى .	
إرسابٌ لحصى ورمال (سرير قديم) جلبته مجاري مائية آتية من الجنوب — إرسابات بحيرية عند الهامش الشمالي للعرق الحالي .	الفترة المطيرة الأولى .	
رواسب نهرية ؟	بليوسين	

ويتضح من دراسات لدزيو (١٩٤٢) في مرتفعات تبستي وجود آثار واضحة لتعرية مائية بليوستوسينية . ويكثر وجودا لمدرجات النهرية على جوانب

أودية هذه الجبال خصوصاً منها الأودية التي تشق مناسيبها الوسيطة فيما بين ارتفاعي ٨٠٠ – ١٨٠٠ متر . ويمكن تجميع مستويات المدرجات في ثلاث مجموعات تمثل ثلاث فترات مطيرة حدثت أثناء الزمن الرابع .

وفي دراسة أحدث لها جدرون H. Hagedron وباشور H. J. Pachur (١٩٧١) لمرتفعات تبستي وما حولها ، يذكران أن أشكال التعرية المائية تبدأ في الظهور ابتداء من ارتفاع ٨٠٠ متر لتحل محل ظواهر التعرية الهوائية فيما دون ذلك من السفوح . وتبدو القطاعات العرضية للنظام النهري الذي يتفرع تجاه هامش المرتفع إلى أخاديد ضيقة ، في هيئة خوانق عميقة وأودية تتخذ شكل الرقم ٧ ، فهي ذات جوانب شديدة الانحدار . وتتباين شدة الانحدار بتنوع مقاومة الصخر للتعرية (شكل٣).

وتختلف القطاعات الطولية للأودية هنا عن قطاعات الأنهر في المناطق المناخية الأخرى . فهي على العموم غير منتظمة ، يقطعها عدد كبير من الدرجات حيث أمكن للمساقط المائية المصاحبة لفيضانات نادرة أن تنشيء حفراً تظل بها المياه فترة طويلة عقب سقوط المطر . وتوجد هذه الدرجات في كل واد ، وفي كل نوع من الصخور ، فتكوينها لا يرتبط بمادة الصخر ، وإن كان موضعها يتحدد عموماً بالمخارج الصخرية الأكثر مقاومة للتعرية . وعلى أي حال فإن نمو القطاعات الطولية بهذا الشكل هو نتاج لظروف المناخ التي سادت المنطقة أثناء العصر الحديث ؛ أما حفر الأودية ونشوء شبكات التصريف المائي فوق المرتفعات فقد تم بلا شك أثناء العصر المطير .

وفوق ارتفاع ٢٠٠٠ متر في نطاق مرتفعات تبستي تحل محل أشكال التعرية المائية المثالية أشكال مورفولوجية ناشئة عن عمليات التعرية التي تميز مناطق هوامش الجليد بالإضافة إلى التعرية المائية . وعلى الرغم من أن فعل الصقيع قد استمر دائباً بدرجة محدودة أثناء العصر الجيولوجي الحديث ، إلا أن الغالبية العظمى من الأشكال الأرضية التي نجمت عن فعل العمليات

جيومورفولوجية
إقليم
تيبستي

أراضي منبطحة ومموجة بالحصى أو الرمال	صحراء حصوية (سرير)
هضاب صخرية غير ممزقة	تلال صخرية (ضهور)
أرض جبلية ممزقة الأساس العتيق مكشوف	حدود الإقليم البركاني (هضاب بازلتية)
مخاريط بركانية	حدود سياسية
كالديرا (فوهة بركانية)	
حافة وقارة (ميزا)	
خطوط ارتفاعات متساوية	
وادي	

(شكل ٣) جيومورفولوجية اقليم تيبستي »

الجيومورفولوجية في نطاق هوامش الجليد هنا هي في الواقع أشكال حفرية ترجع إلى فترات البرودة (والمطر) أثناء عصر البليوستوسين .

وفيما بين النطاقين المتميزين بأشكال التعرية الهوائية والمائية ، يمتد نطاق من مستويات الرمال النهرية فوق سطوح مجدوعة قديمة ، وسهول صخرية من نوع البديمنت Pediment . ويتميز النطاق أيضاً بوجود كثير من القور والتلال المتخلفة Inselberge التي يتراوح ارتفاعها بين ٤٠٠ — ٥٠٠ متر . والتي قطعتها التعرية المائية فاستحالت إلى أشكال متباينة .

وعلى الرغم من أن نطاق المستويات السفلى (دون ٨٠٠ متر) من مرتفعات تبستي يتميز بأشكال التعرية الهوائية ، خصوصاً أشكال عمليات الإرساب التي تتمثل في حقول الكثبان الرملية وبحار الرمال التي تغطي مساحات فسيحة ، خصوصاً في داخلية الأحواض الضخمة كحوض مُرزوق ، إلا أننا نعتبر هذه الظواهر السطحية بمثابة هجرة للعمليات المورفولوجية أثناء العصر الجيولوجي الحديث . فهناك آثار جدّ واضحة للتضاريس المائية في هذا النطاق ، تلك التضاريس التي شكلها الماء الجاري أثناء عصر البليوستوسين ، وغيّر ملامحها فعل الرياح التجارية حين ساد الجفاف الحالي . يضاف إلى ذلك أن الرواسب البحيرية التي تظهر في أودية النحت الهوائي ، والتي تحوي حفريات الدياتومات Diatoms والجاستروبود Gastropod تدل دلالة قاطعة على سيادة ظروف مناخ مطير أثناء عصر البليوستوسين .

وتشير المدرجات النهرية على جوانب أودية الجبال على تكرر حدوث تغير في ظروف المناخ أثناء الزمن الرابع . ومن الممكن موازاة المدرجات النهرية الموجودة على جوانب الأودية المتجهة جنوباً بخطوط الشواطيء القديمة لبحيرة تشاد ؛ كما يمكن الربط بين مدرجات الأودية الشمالية الاتجاه بسلسلة من الدالات التي تمتد موغلة في داخل سرير تبستي .

ففي سرير تبستي الذي تبلغ مساحته زهاء ٤٠,٠٠٠ كيلومتر مربع استطاع

هاجدرون Hagedron وباشور Pachur (١٩٧١) أن يميزا عدداً من الدالات الداخلية التي كونتها المجاري المائية الكبيرة فيما مضى ، كوادي يبيجى Yebigué ، ووادي برداجى Bardagué ، تلك الأودية التي تنبع من مرتفعات تبستي . وتقع الدلتا الداخلية الأولى التي كونها وادي يبيجى في منطقة زيري جوبو Ziri Gobou فيما بين جمهوريتي ليبيا وتشاد . وتتكون أرضية الدلتا من غطاء يتركب من تكوينات غرينية رمادية اللون ، ويبلغ سمك التكوينات حوالي ثلاثة أمتار . وتتداخل فيها مستويات رفيعة من التوفا البركانية المكونة من حصى في حجم قبضة اليد ، ومستويات أخرى من حصى الكوارتز والشّست والصخر الرملي ، ويتراوح قطر هذا الحصى بين ٢ — ٣ سم .

وتكتنف هوامش الدلتا من جهة الشمال والشرق حافات تتكون من رمال ناعمة تحوي الكثير من الميكا التي اشتقت على ما يبدو من صخور شست الأساس الصخري الغنية بالميكا . ويدخل في تكوين الحافات أيضاً كمية صغيرة من الحصى . وتتغطى قمم الحافات التي يصل ارتفاعها إلى نحو ٢ $\frac{١}{٢}$ متر بغطاء من الحصى نشأ نتيجة لهبوب الرياح .

وإلى الشمال من هذه الدلتا بنحو ٧٠ كيلو متراً توجد حافات حصوية تمتد من الشرق إلى الغرب ، ويبلغ ارتفاعها ٢,٢ متراً ، كما تمتد حافات أخرى حصوية في اتجاه مضاد أي من الشمال إلى الجنوب نتيجة لدفع الرياح . وتتركب الحافات من حصى متباين الحجم ، وأكبر قطر له يبلغ ١٢ سم . وتحوي خطوط التصريف العميقة رواسب غرينية رمادية اللون . وبالقرب من الحافات الشرقية الغربية الاتجاه تجري خطوط التصريف المائي في نطاق الصلصال المالح الحفري عند عمق حوالي ٢ متر .

وهناك دلتا أخرى داخلية مشابهة ، لكنها أقدم ، تنتهي إلى الشمال من مدار السرطان بحوالي ٣٠ كيلومترا . وهي تشمل مساحة من الحافات الحصوية المتقاطعة ، لكنها غير واضحة المعالم ، وهي تتداخل بصورة غير محسوسة في

السهل المحيط بها . وبالأضافة إلى حصى الكوارتز والبازلت الموجود أسفل غطاء من الرمال الهوائية ، توجد مادة رملية محمرة التي يمكن العثور عليها أسفل تكوينات غرين الدلتا الجافة الجنوبية . وهنا نجد دلتا أحدث طغت على أخرى أقدم .

وهذه التراكمات والأشكال التي وصفناها هي جميعاً أحدث من طبقة حصى يبلغ سمكها حوالي متراً واحداً ، يمكن تتبعها شمالاً حتى هوامش بحر رمال ربيانه . ويتركب الحصى من الكوارتز ومن الكوارتزيت (بكمية أقل) ومن البازلت ، ويمكن موازاة هذا الحصى بتكوينات المدرجات في القسم الجبلي من وادي يبيجى Yebigué ، وذلك بواسطة تجمعات المعادن الثقيلة .

وقد سبق لدزيو في عام ١٩٤٢ أن وصف جبل نيرو Nero الواقع حوالي دائرة العرض ٢٥َ ٢٣° شمالاً ، وهو عبارة عن كويستا تطل واجهتها على اتجاه الجنوب الغربي . وتبين من الدراسة أن وادي برداجى Bardagué كان يغذى بالمياه بحيرة تقع على الجانب الغربي من جبل نيرو ، وذلك أثناء عصر البليوستوسين وأوائل العصر الحديث . وتظهر الرواسب البحيرية في المنطقة مكشوفة لسمك يصل إلى ٤ متر ، وتحوي كثيراً من الرخويات التي تعيش في المياه العذبة ، وتتكون الرخويات أساساً من بقايا الدياتوم Diatom .

وتختفي هذه الرواسب تجاه الجنوب الشرقي أسفل طبقة من الحصى . ويحوي الحصى بازلت وتوفا في قالب من رمال معدنية ملونة ناعمة . ويمكن تتبع الطبقة لمسافة تصل إلى نحو ١١٠ كيلومترا من الهامش الجبلي ، وأخيراً تتغطى برواسب دلتاوية جافة غير متجانسة تحوي الكثير من الغرين .

ويمثل هذا التتابع الإرسابي المجرى النهري القديم لوادي برداجى Bardagué . ويمكن تمييز هذا المجرى من الصور الجوية (بيرس Persce ١٩٦٨ ، شكل ٢٢) ، فهو يبدو فيها كشريط بني داكن يبدأ عند دلتا برداجى الحالية الجافة ، ويمتد في اتجاه شمالي شرقي متوغلافي السرير . وفي الشمال

والجنوب يصاحب هذه الرواسب النهرية المعدنية الملونة (بألوان المعادن التي تحويها) بالمادة المجواة البنية التي سبق وصفها على امتداد وادي يبيجى Yebigué .

وكلا نمطي الإرساب يحتويان على أكثر الصخور مثالية الموجودة في مجال مرتفعات تبستي ، رغم أنها قد جُوِّيت (أصابها التحلل) بدرجات متفاوتة . ولما كان الأساس الصخري الموجود أسفل الرواسب يتركب من تكوينات تنتمي للزمن الثالث ، وتتألف من صخور المارل والجير والجبس ومن الصخور الرملية في الجنوب الغربي ، فإنه يمكن بسهولة إثبات أن الرواسب النهرية قد أتت أصلاً من مرتفعات تبستي ، ومثل هذا يقال أيضاً عن المنطقة المجاورة لجبل إغاي .

وفي جبل نيرو Nero توجد بقايا لغطاء حصوي ثالث فوق سطحه الشبه هضبي . ويتركب الحصى هنا كلية من الكوارتز . وهو يوجد في قالب من المواد ذات اللون الأحمر الداكن ، وحينما يُكسر ، يظهر بناء متعدد الأضلاع . ويصل سمك هذه الطبقة الحصرية نحو مترين ، وهي توجد فوق أعلى أجزاء السطح شبه الهضبي . وحينما نتتبعها في اتجاه الشرق نجدها تختفي أسفل طبقات الحصى البنية الغنية بمواد جبال تبستي . ومن ثم فهي تمثل أقدم الرواسب في المنطقة ، ولكن عمرها لم يتقرر بعد . ويمكن موازاة طبقات حصى الكوارتز بالطبقة الرقيقة المكونة من حصى مماثل ، والمصاحبة لوادي يبيجى Yebigué على منسوب مدرجه العلوي .

ويعتلي سطح الرواسب البحيرية في الجانب الجنوبي الغربي من جبل نيرو تلال صغيرة يصل ارتفاعها إلى ٩ متر . وتتركب من رمال هوائية طباقية تتخللها شبكة من جذور أشجار الأثل وأغصانها . وتؤخذ هذه التلال كشواهد لآخر فترة رطبة في سرير تبستي ، وتدل على ذلك نتائج التأريخ بواسطة الكربون ١٤ (هاجدرون ، ١٩٧١) .

وحينما يتم التعرف والتمييز بين الدالات الحفرية (القديمة) الداخلية ،

وخطوط التصريف المائي ، وغطاءات الإرسابات النهرية ، سيتضح معنى وأهمية التوزيع الذي يبدو الآن مضطرباً لشتى التربات التي وصفها مكيلاين Meckelein (١٩٥٩) ، وفورست Furst وآخرون (١٩٦٦) . وفي الدلتا الحالية لا يوجد تكوين تربة حقيقية ، فيما عدا تلوين بني طفيف في الأجزاء العليا منها . ولا تبدأ التربة البنية أو المحمرة الفاتحة في الظهور إلا أسفل الغطاء الحصوي الأقدم .

ويمكن العثور على تربة حمراء حقيقية تكتنفها شروخ وشقوق مملوءة بالرمال الهوائية (وبالرماد البركاني قرب واو الناموس) في القسم الشمالي الغربي من السرير . وفي هذا القسم لم يعثر على آثار لرواسب دلتا حفرية ، أو لخطوط تصريف مائي رئيسية إلا في أجزاء محدودة . ومع هذا فبالمنطقة تربات بنية إلى كستنائية .

من هذا نرى أن التربات تعكس آثار الظواهر الجيومورفولوجية المختلفة وهي بالمثل تعكس التاريخ المناخي للزمن الرابع مع ما صحبه من تعاقب فترات المطر والجفاف .

وهناك أدلة أخرى تعزز الشواهد التي أوردناها بسبيل إثبات حدوث أدوار مناخية سالفة أكثر رطوبة في منطقة تبستي . ومن هذه الأدلة أن الرواسب الغرينية تحتوي على بقايا أحياء غنية من الرخويات لا يمكن أن تعيش إلا إذا كانت المياه العذبة موجودة في هذه الرقعة لفترات طويلة . وقد عثر هاجدرون وباشور (١٩٧١) على كثير من تلك القواقع ، وهي جميعاً من الفصائل التي تعيش في المياه العذبة ، فيما عدا فصيلة واحدة تستطيع أيضاً أن تعيش في الميـــاه الغدقة . وقد تمّ العثور عليها في مجال إرساب وادي يبيجى القديم. ويشيع وجود أصداف قواقع المياه العذبة في دلتا وادي برداجى الجافة بالقرب من جبل نيرو .

ولقد يقال بأن بقايا هذه الأحياء منقولة ، ولكن حالة حفظها ، وطبيعة

طباقيتها (وجودها في مستويات منتظمة) ، ووجود تسلسل كامل في أعمار القواقع من الأحداث إلى كبار السن ، كما يشير بذلك هاجدرون (١٩٧١) ، كل ذلك كفيل باستبعاد احتمال نقلها لمسافة طويلة . ولا يُشك في أن تلك الأحياء قد سكنت بحيرة كانت تشغل هذه الرقعة . وقد تراكمت في طبقات بعضها لا يحوي سوى هذه القواقع ، وبعضها الآخر يحوي ، إلى جانب القواقع ، تكوينات من الدياتومايت وصخر جير مياه عذبة أو صلصال . ويصل سمك هذه الإرسابات البحيرية حوالي ٥ متر .

وبالإضافة إلى ذلك هناك آثار عديدة لاستيطان بشري قديم . وتبدو أماكن الاستقرار في هيئة مجموعات غالباً ما تتكون كل مجموعة منها من ست إلى ثماني ربوات مستديرة ضحلة ، ويكثر عليها وجود الحصى الكبير الحجم بصورة تلفت النظر ، خاصة وأن الحصى الكبير يقل وجوده نوعاً في الأرض المحيطة . وقد عثر هاجدرون وباشور (١٩٧١) على كمية كبيرة من الأحجار المشظاة ، والأدوات الحجرية بجوار هذه الأكمات ، يُظن أنها تنتمي للعصر الحجري الحديث . ووجود هذه الأدوات الحجرية يقوي احتمال أن هذه الربوات هي بقايا بشرية . وتمكن مشاهدة هذه الأماكن على مسافات تزيد على ٢٠٠ كيلو متر من تبستي .

والواقع أن المخلفات الحجرية واسعة الانتشار في جميع أنحاء الصحراء الليبية ، وهي تبرهن على وجود إنسان ما قبل التاريخ في القسم الأعلى من الزمن الرابع ، أي أثناء العصرين الحجري القديم والحجري الحديث . ذلك الإنسان الذي عاش على ما يبدو في بيئة عامرة بالحيوانات الثديية التي كانت تعيش في الماء العذب وعلى اليابس . ويرجح أنها كانت بيئة تماثل بيئة السفانا الحالية .

وفي مرتفعات تبستي ، وعلى ارتفاع حوالي ١٨٠٠ متر ، توجد حفريات نباتية تتكون أساساً من فصائل البحر المتوسط ، وهذه من الممكن أن تكون ممثلة لفترات أكثر رطوبة وأكثر برودة أثناء عصر البليوستوسين . وكل هذه

المشاهدات تسند النظرية القائلة بأن فترات المطر الجنوبية والشمالية كان لها تأثير على الجبال ، وأنها وصلت قمم نموها في أوقات متباينة بعض الشيء .

هذا وتوجد مخلفات كثيرة لتراكمات هوائية متماسكة قديمة (حفرية) ، على سبيل المثال في وادي بيجي ، تقدّم دليلاً على فترات جافة تخللت عصر البليوستوسين .

وإذا ما عبرنا الحدود السياسية إلى تشاد ، نجد شواهد استراتيجرافية وجيومورفولوجية عديدة تشير إلى ظروف مناخية مماثلة يمكن استقراؤها من دراسات دالوني Dalloni (١٩٣٤) ، وجروف Grove (١٩٦٠) ، ووارين Warren وجروف (١٩٦٨) ، وإرجنزنجر Ergenzinger (١٩٦٨) . ويتضح التغير الحاد في الظروف المناخية أثناء عصر البليوستوسين من نتائج دراسة مناسيب خطوط الشواطىء القديمة حول بحيرة تشاد . فقد كانت الاختلافات كبيرة في منسوب الماء ، وفي اتساع البحيرة ، كما وأن أودية جنوب مرتفعات تبستي تتميز بوجود مدرجات واضحة وذات مناسيب متباينة . وقد كان تأثير هذه الظروف المناخية يصل بلا شك إلى جنوب الصحراء الليبية . وعلى الرغم من أن ظروف بيئة من نوع السفانا كانت سائدة في جنوب الصحراء الليبية ، إلا أنه لا ينبغي بالضرورة أن نعتقد بأن المطر كان من الوفرة بحيث كان يكفي لنشوء أنهار كبيرة أو بحيرات ضخمة .

وإذا ما سلّمنا بأن الظروف المناخية المشار إليها قد سادت الصحراء الليبية أثناء الزمن الرابع ، فإننا ينبغي أن نعرف أن تلك الظروف هي انعكاس لأحوال المناخ التي سادت وسط أوروبا أثناء عصر البليوستوسين . ويعني هذا أن فترات المطر في الصحراء الليبية توازي وتعاصر على وجه التقريب فترات الجليد الأوربية الشهيرة . ورغم أن الموازاة لم تتم بينها بصورة مرضية تماماً حتى الآن ، فإنه من المؤكد أنه قد حدث تعاقب منظوم بين فترات رطوبة وجفاف في كل الصحراء الليبية أثناء الزمن الرابع .

وقد سبق لكثير من البحاث (منهم فلون H. Flohn ، ١٩٥٣ ، ١٩٦٣ — وبالوت L. Balout ، ١٩٦٢ — وبودل J. Buedel ، ١٩٥٢ ، ١٩٥٥ ، ١٩٦١ ، ١٩٦٥ — وفولد شتيت P. Woldstedt ، ١٩٦١ ، ١٩٦٦ — وبوتسر K. W. Butzer ، ١٩٦٧ — وجودة ١٩٦٦ ، ١٩٧١ ، ١٩٧٣) ، أن قاموا بعملية الربط المناخي بين فترات المطر هذه ، وبين مناخ العصر الجليدي حول القطب الشمالي . وقد تبين أن الانخفاض في درجات الحرارة في النطاق المداري كله كان يبلغ نصف معدله فوق القلنسوة القطبية ، وكان هذا يعني ازدياد المدى الحراري بين المناطق القطبية والمناطق المدارية . وفضلاً عن ذلك فإن النطاق القطبي قد اتسع وامتد من موضعه بحدوده الحالية فوق قسم عظيم من العروض الوسطى : ففي نطاق العروض الأوربية كان حدّ الغابات القطبي يقع حوالي دائرة العرض ٤٥° شمالاً بدلاً من دائرة العرض ٦٩° شمالاً في وقتنا الحالي . هذا بالإضافة إلى أن موقع الجبهة القطبية ، ومن ثمّ موضع شدة كثافة الأحداث المثيورولوجية قد تزحزح تجاه خط الاستواء نحو ١٥° إلى ٢٠° عرضية ، أي بين دائرتي العرض ٤٥° — ٥٠° شمالاً في وقتنا الحاضر ، إلى حوالي دائرة العرض ٣٠° شمالاً آنذاك (جودة ١٩٧١ ، ص ٣١) .

وينبغي أن نضيف إلى ذلك ، أن هذا التقدم لنطاق الجبهة القطبية نحو خط الاستواء قد صحبه اتساع عظيم على امتداد خطوط الطول ، ومن ثم انتشار على رقعة أوسع من سطح الأرض (الدائرة العرضية عند الدرجة ٥٠ شمالاً : ٢٦,٠٠٠ كيلومتر ، وعند الدرجة ٣٠ شمالاً : ٣٥,٠٠٠ كيلومتر وعند الاستواء : ٤٠,٠٠٠ كيلومتر) . معنى هذا أنه كان يقف حينذاك قبالة النطاق الاستوائي ذي الحرارة العظمى نطاقان (ليسا أقل منه طولاً بكثير) من جبهات الهواء البارد في مجال النطاق الشبه مداري الحالي . ونتيجة ذلك كانت تتمثل في إضعاف الدورة الهوائية النطـاقية Zonal Circulation ، وتقوية الدورة الطولية Meridional Circulation . ومن ثم فإن نطـاق الضغط المرتفع الحالي المستديم على مدار السنة ، والذي ترتبط به « صحاري الرياح

التجارية » كان يتقطع إلى « خلايا » Cells بواسطة ورود هواء قطبي بحري مطير . وقد كانت أقوى تلك الهبات الهوائية القطبية تستطيع الوصول إلى داخلية النطاق المداري مراراً وتكراراً أكثر مما تفعل في وقتنا الحالي بكثير ، وكان هذا يعني حدوث خلخلة وتقطع للرياح التجارية بواسطة الأعاصير المدارية (جودة ، ١٩٧١) .

وقد كانت الصحراء الليبية (باستثناء هامشها الجنوبي الأقصى) أثناء جميع الفترات الجليدية البليوستوسينية أكثر رطوبة منها في الوقت الحالي ، وذلك نتيجة لتكرار حدوث تقدم واقتراب الجبهة القطبية ، بشكل متشابه ، من النطاق المداري . ونحن نسمي هذا النمط من فترات المطر « فترات المطر القطبية » . وكان ينبغي لهذه الفترات أن تتميز على الخصوص بالأمطار الشتوية ، كما هي الحال في منطقة البحر المتوسط في وقتنا الحاضر (جودة ، ١٩٧١ ، ص ٣٢) .

أما في الهامش الجنوبي من الصحراء ، فقد كانت الظروف مختلفة . فهنا كان تأثير مناخات العصر الجليدي أكثر تخلخلا ، وفعلها غير مباشر . فقد حلّ الجفاف بهذا الهامش ، بعد انتهاء الزمن الثالث الحار الرطب ، مع بداية عصر البليوستوسين ، واستمر حتى نهاية أواسطه . ولم تظهر الرطوبة مرة أخرى إلا في البليوستوسين الأعلى (ابتداء من فترة ريس حتى نهاية أواسط فترة ڤورم) ، ثم في العصر الحجري الحديث عقب فترة جفاف في أواخر ڤورم وأوائل الهولوسين . والواقع أنه في أثناء فترتي ريس وڤورم (وربما في فترة إيم Eem أيضاً) كانت كل الصحراء من جميع جوانبها : من الشمال ومن الجنوب ومن أعلى (من مرتفعاتها المطيرة) قد تقلصت وانكمشت وعمّها المطر (جودة ١٩٧١ ص ٣٣ و ١٩٧٣ صفحات ١٦ ، ١٧) .

وبالنسبة لحدوث هذه الفترة المطيرة المتصلة في الهامش الجنوبي للصحراء أثناء البليوستوسين الأعلى ، فلا شك أنه قد شاركت في نشأتها الكتل الهوائية

الباردة التي كانت تستطيع الوصول إلى النطاق المداري حينذاك . ولكن يبقى السؤال : لماذا لا نجد للفترات الجليدية الأقدم تأثيراً مباشراً أو غير مباشر في هذا الهامش الجنوبي ، ولماذا لم تقم بهذا التأثير رغم أنها ولا ريب اتسمت بنفس الظروف المناخية التي تميزت بها فترة ڤورم ؟ لا بد إذن أن كان هناك تأثيراً آخر ظهر هنا . ومارس فعله آنذاك . وهذا التأثير لا يمكن أن يأتي إلا من النطاق الإستوائي ذاته ....

كل الطاقة الجوية تأتي من الإشعاع الشمسي ، وهذه يشتد تأثيرها في تسخين العروض الإستوائية ، وفي الدورة الهوائية العامة . ونحن نجد هنا أهم نطاق تحدث فيه عملية تحول هذه الطاقة إلى غلافنا الجوي ، ومن ثمّ فإنه نطاق تحكمه ولا شك قوانين ونظم خاصة في أثناء ذبذباته التي تحدث على امتداد مئات السنين . وهذه تتداخل بتأثيرات تصدر عن القلنسوات القطبية أثناء الفترات التي تتميز بعظم شدة التبريد . وفي أثناء عصر البليوستوسين لم تحدث هذه الحالة بوضوح إلا في أثناء فترتي ريس وڤورم . أما قبل عصر البليوستوسين وبعده فقد كان يتحكم في الذبذبات التي تحدث في هذا النطاق الجوي الوسيط أحداث نابعة ومتأصلة في النطاق ذاته . وعلى هذا النحو يمكننا أن نسمي فترة الرطوبة التي حدثت في الهامش الجنوبي من الصحراء أثناء البليوستوسين الحديث « فترة مطيرة استوائية » (جودة ، ١٩٧١ ، ص ٣٣ — ٣٤) .

وهذه الرابطة (بين مركز التأثير الإستوائي وحدوث فترة مطر) نجدها ممثلة بصورة أوضح في فترة المطر التي حدثت في العصر الحجري الحديث . فهنا تنعدم الصلة تماماً بين سقوط المطر ، وبين التتابع المناخي « الأوربي » — كمركز تأثير — من فترات باردة (جليدية) وأخرى دافئة . إذ أن ظهور فترة مطيرة شديدة الوضوح في العصر الحجري الحديث وما بعده في الهامش الجنوبي من الصحراء ، لم يتفق إطلاقاً مع بداية فترة باردة « شمالية » (هبوط في المتوسط الحراري السنوي مقداره حوالي ٨° م) ، وإنما على العكس من ذلك فقد

اتفق مع أوج فترة الدفء الهولوسينية(ازداد المتوسط الحراري السنوي أثناءها في وسط أوربا بنحو درجتين مئويتين عنه حالياً) ، ثم مع الهبوط الحراري إلى فترة أبرد بعض الشيء (أعقبت فترة الدفء الهولوسينية المذكورة) التي لم تبدأ إلا بعد عام ١٠٠٠ قبل الميلاد . ولهذا فإن المؤثرات التي أتت من مجال الدورة الهوائية « الشمالية » (خارج النطاق المداري) لا يمكن أن تكون قد شاركت في تلك الأحداث المناخية إلا بقدر ضئيل (جودة ١٩٧١ ، ص ٣٤) .

من هذا يمكننا القول بأن مركز التأثير المناخي بالنسبة لهذه الفترة المطيرة في العصر الحجري الحديث ، التي تعاصر وسط الفترة الدفيئة الطويلة المنتظمة الحرارة التي أعقبت الجليد في « الشمال » (فيما بين عامي ٧٠٠٠ – ٥٠٠ق.م) ، لم يكن نطاق الجبهة القطبية ، وإنما كان في النطاق الإستوائي ذاته .

المراجع

جودة حسنين جودة (١٩٦٤) : الاكتساح والنحت بواسطة الرياح . مجلة كلية الآداب ، جامعة الإسكندرية .

جودة حسنين جودة (١٩٦٦) : العصر الجليدي . أبحاث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين . منشورات جامعة بيروت العربية . بيروت.

جودة حسنين جودة (١٩٧١) : عصور المطر في الصحراء الكبرى الإفريقية . بحث في الجيومورفولوچيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع . مجلة كلية الآداب ، جامعة الإسكندرية .

جودة حسنين جودة (١٩٧٣) : أبحاث في چيومورفولوچية الأراضي الليبية . منشورات جامعة بنغازي ، كلية الآداب .

Baird, D. W. (1972) : A brief geological History of the Sirte Basin and its relation to Hydrocarbon Accumulation. Oil Indus-

try Siminar sponsored by the Faculty of Economics and Commerce, University of Benghazi.

Ball, J. (1939) : Contributions to the Geography of Egypt. Cairo.

Bellair, P. (1953) : Le Quaternaire de Tejerhi. Inst. H.E. Tunis, I, Mission au Fezzan (1949), Tunis.

Balout, J. (1952) : Pluveaux interglaciares et prehistoires Saharienne. Trav. Inst. Rech. Sah. VII.

Buedel, J. (1952) : Bericht uber Klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrica. Erdk, VI.

Buedel, J. (1955) : Reliefgenerationen und Plio-pleistozaner Klimawandel in Hoggar-Gebirge. Erdkunde IX.

Buedel, J. (1965) : Eiszeitalter und heutiges Erdbild. Die Umschau, H. 1.

Butzer, K. W. and Cuerda, J. (1967) : Coastal Stratigraphy of Southern Mallorca and...the Pleistocene Chronology of the Mediterranean Sea. J. Geol. 70.

Chiarugi, A. (1929) : Prime notizie sulle foreste pietrificate della Sirtica. N. Giornale Bot. Ital., N.S., Vol. 35, Firenze.

Chiarugi, A. (1931) : Le foreste pietrificate delle nostre Colonie : resultati aquisiti e programma di ricerche. Atti 1° Congr. Studi Coloniale, Vol. III, Firenze.

Conant, L. C. and Goudarzi, G. H. (1964) : Geologic Map of Libya: U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map. 1—350 A scale 1 : 2,000,000.

De Angelis, M. (1934) : Osservazioni sulle sabbie della Libia. Missione Scient. R. Accad. d'Italia a Cufra (1931), Vol. III, Roma.

Ergenzinger, Peter (1968) : Vorlaufiger Bericht uber geomorphologische untersuchungen im Suden des Tibistigebirges. Zeitschr. fur Geomorphol. V. 12, n. 1.

Flohn, H. (1953) : Atmosphaerische Zirkulation und Palaeoklimatologie. Geol. Rundsch. 40.

Flohn, H. (1963) : Zur meteorologischen Interpretation der pleistozaenen Klimaschwankungen. Eiszeit. und Gegenw. 14. Oehringen.

Furst, M. (1966) : Bau und Entstehung der Serir Tibesti. Zeitsch. f. Geom. Bd. 10, H. 4. Berlin.

Gerard, G. (1958) : Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française au 1/2.000.000. Notice explicative. Paris.

Grove, A. T. (1960) : Geomorphology of the Tibesti Region with special Reference to Western Tibesti. The Geogr. Jour. Vol. 126, London.

Hagedorn, H. (1968) : Ueber aeoliche Abtragung und Formung in der Sudost-Sahara. Erdkunde Bd. XXII. Bonn.

Hagedorn, H. and Pachur, H. J. (1971) : Observations on climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Land-forms in South Central Libya. Geology of Libya, Tripoli.

Klitzsch, E. (1966) : Comments on the Geology of Central Parts of Southern Libya and Northern Chad. Petrol. Expl. Soc. of Libya. Tripoli.

Knetsch, G. (1950) : Beobachtungen in der libyschen Sahara. Geol. Rundsch, Bd. 38. H. 1, Stuttgart.

Meckelein, W. (1959) : Forschungen in der Zentralen Sahara. Braunschweig.

Mortensen, H. (1927) : Der Formenschatz der nord-chilenischen Wuste. Abd. Ges. Wiss. Gottingen, Math. — Phys. Klasse, Neue Folge, Bd. XII, 1. Berlin.

Pesce, Anglo (1968) : Gemini Space Photographs of Libya and Tibesti. A Geological and Geographical Analysis. Petr. Ex. Soc. Libya, Tripoli.

Selley, R. C. (1968) : Near-shore marine and continental sediments of the Sirte basin, Libya. Proceed. Geol. Soc. of London, No. 1648, London.

Warren, A. and Grove, A. T. (1968) : Quaternary Landforms and Climate on the South Side of the Sahara. Geogr. Jour. Vol. 134. London.

Woldstedt, P. (1961) : Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartars. 3. Aufl. Stuttgart.

Woldstedt, P. (1966) : Ablauf des Eiszeitalters. Eisz. u. Gegenw. 17. Oehringen.

البحث السابع

التطور الجيومورفولوجي لإقليم فزان

التطور الجيومورفولوجي
لإقليم فزّان

ظهرت معظم أراضي إقليم فزان فوق منسوب البحر في بداية الزمن الثاني ومع بداية الزمن الثالث طغت مياه البحر المتوسط القديم على الأراضي الليبية ، وامتد من هذا البحر لسان مائي ، هو خليج سرت القديم ، وتوغل جنوباً حتى وصل إلى دائرة العرض ٢٢° شمالاً . وبذلك انقسمت أراضي ليبيا (بواسطة هذا اللسان البحري الذي تراوح عرضه بين ٣٠٠ — ٣٥٠ كيلومترا) إلى قسمين : الصحراء الليبية في الشرق ، وإقليم فزان في الغرب . وكان لتداخل البحر بهذا الشكل آثاره الواضحة في ظروف التكاثف . ويبدو أن منطقة فزان كان يسودها ، كالصحراء الليبية ، مناخ مداري غزير المطر نوعاً .

ويحف بإقليم فزان إطار جبلي نشأ في أغلب الظن أثناء فترة الالتواءات الهرسينية ، معاصراً للنطاق الجبلي الذي يحف بالصحراء الليبية . وتتمثل بقاياه الآن في هضبة مانجيني Mangeni (٩٠٠ — ٩٥٠ مترا) ومرتفعات تومو Tummo وجبال تاسيلي (٢٣٠٠ مترا) . وقد كان هذا الإطار الجبلي أكثر ارتفاعاً واتصالاً في غابر الزمن ، ويكتنف إقليم فزان من الجنوب (تومّو ومانجيني) ، ومن الغرب (تاسيلي) ، وكان بمثابة نطاق لتكثيف رطوبة الجو ؛ ومنه كانت تنبع المجاري المائية ، وتنحدر نحو خليج سرت القديم .

وتشير طبوغرافية إقليم فزان إلى وجود منطقتين للتصريف المائي أثناء النصف الأول من الزمن الثالث : الأولى ، كانت منابعها تقع في الجنوب ، أي في أعالي مرتفعات تومّو ومانجيني ، وتنحدر مجاريها المائية نحو الشمال إلى أدهان مُرزُق Murzuk ، والثانية كانت تصدر من نطاق تقسيم المياه فوق أعالي مرتفعات تاسيلي ، وتأخذ مجاريها اتجاهاً عاماً نحو الشرق إلى أدهان أوباري Ubari . ولقد كان حوضا مرزق وأوباري يمثلان مساحتي تجميع المياه الرئيسيتين في إقليم فزان أثناء النصف الأول من الزمن الثالث . وكانت المجاري المائية تنبع أساساً من مرتفعات الإطار الجبلي المشار إليه ، وتهبط منه متدفقة على امتداد سطح تعرية قديم ، ومنحدرة في اتجاه عام يتمشى مع ميل الطبقات نحو الشمال الشرقي والشرق إلى خليج سرت القديم (شكل ٤).

وقد كانت تلك المجاري الرئيسية مسالك مائية تابعة ، تنحدر أوديتها في اتجاه الميل الطبقي والانحدار العام للسطح . وبمرور الزمن نشأت أودية تالية ، نحرت مجاريها في الصخور اللينة التي تمثّلت في المخارج الصخرية التي انكشفت مع توالي تقدم عمليات التعرية التي مارستها المجاري التابعة . فوادي تانزروفت Tanezruft ، ووادي إساعيين Isaien ووادي تاييته Taieta كلها أودية تالية . فقد حفرت المياه تلك الأودية خلال صخور صلصالية لينة سهلة النحر ، انكشفت بعد اكتساح الطبقات الرسوبية الأصلب التي كانت تغطيها .

ولقد سبق لدزيو (١٩٣٧) أن وصف بقايا لتلك الأودية التالية القديمة التي يبدو أنها احتفظت ببعض معالمها سليمة بالقرب من أعالي سلاسل مرتفعات أكاكوس – تادرارت Akakus-Tadrart ، ومساك ميليت Mesak Mellet . وتوجد تلك البقايا على ارتفاع بضع مئات من الأمتار فوق منسوب قيعان الأودية الحالية . وتأخذ هذه المخلفات المعلقة لتلك الأودية التالية القديمة اتجاه السطح التحاتي القديم ، وهي تمتد متعامدة بوجه عام على امتداد المجاري

(شكل ٤) مورفولوجية إقليم فزان

الرئيسية (التابعة) . وقد عملت هذه الأودية التالية على تمزيق الإطار الجبلي الغربي ، والفصل بين جبال تاسيلي ومرتفعات أكاكوس – تادرارت وسلاسل مساك ميليت . وقد كانت كل هذه الجبال تكون في الأصل كتلة واحدة تميل طبقاتها الصخرية في اتجاه عام صوب الشرق .

ويجدر بنا قبل أن نتابع التطور الجيومورفولوچي لإقليم فزان في القسم الثاني من الزمن الثالث أن نعرض لكيفية نشوء الحوضين العظيمين : حوض أوباري وحوض مرزق . وفي نشأة مثل هذه الأحواض الصحراوية العظيمة تذهب الآراء كل مذهب ... فمن قائل إنها قد حفرت عن طريق عملية الاكتساح (النقل) بواسطة الرياح وحدها ، ومن قائل بأنها قد نشأت نتيجة لعملية النحت الهوائي ، بينما يدعي البعض بأن عمليتي الاكتساح والنحت الهوائيتين قد تعاونتا في حفرها .

ولقد يكون لفعل الماء الجاري أثره – كما أسلفنا – في حفر المنخفضين . فنحن نرجح أن وادي الآجال الذي يجري في النطاق الفاصل بين حوضي أوباري ومرزق ، ووادي الشاطيء الذي يمتد مع الهامش الشمالي لحوض أوباري ، يمثلان مسلكين لمجريين مائيين قديمين كانا ينبعان بروافد عديدة من الغرب ، وقد تغيرت معالمهما عن طريق التعرية الهوائية ، وانطمست أجزاء كثيرة من المجاري والروافد أسفل غطاء من الرمال . كما وأن الحافة التي تفصل بين الحوضين ، وتسمى بحمادة مرزق ، تتميز بانبساط أعاليها ، فهي لا تتصف ببناء التضاريس التكتونية ، بل تشبه كل الشبه حافة متخلفة انعزلت وانفردت نتيجة لتحطيم هضبة قديمة بواسطة عوامل التعرية .

ومع هذا فنحن نستبعد الحفر الكامل للحوضين عن طريق التعرية المائية وحدها . فالحوضان شاسعا المساحة ، إذ تقدر مساحة حوض أوباري بنحو ١٩٢٠٠٠ كيلومتر مربع ، ومساحة حوض مرزق بحوالي ١٧٨٠٠٠ كم^{٢} . يضاف إلى ذلك عدم وجود مظاهر لصخور لينة سهلة التعرية في مواقع

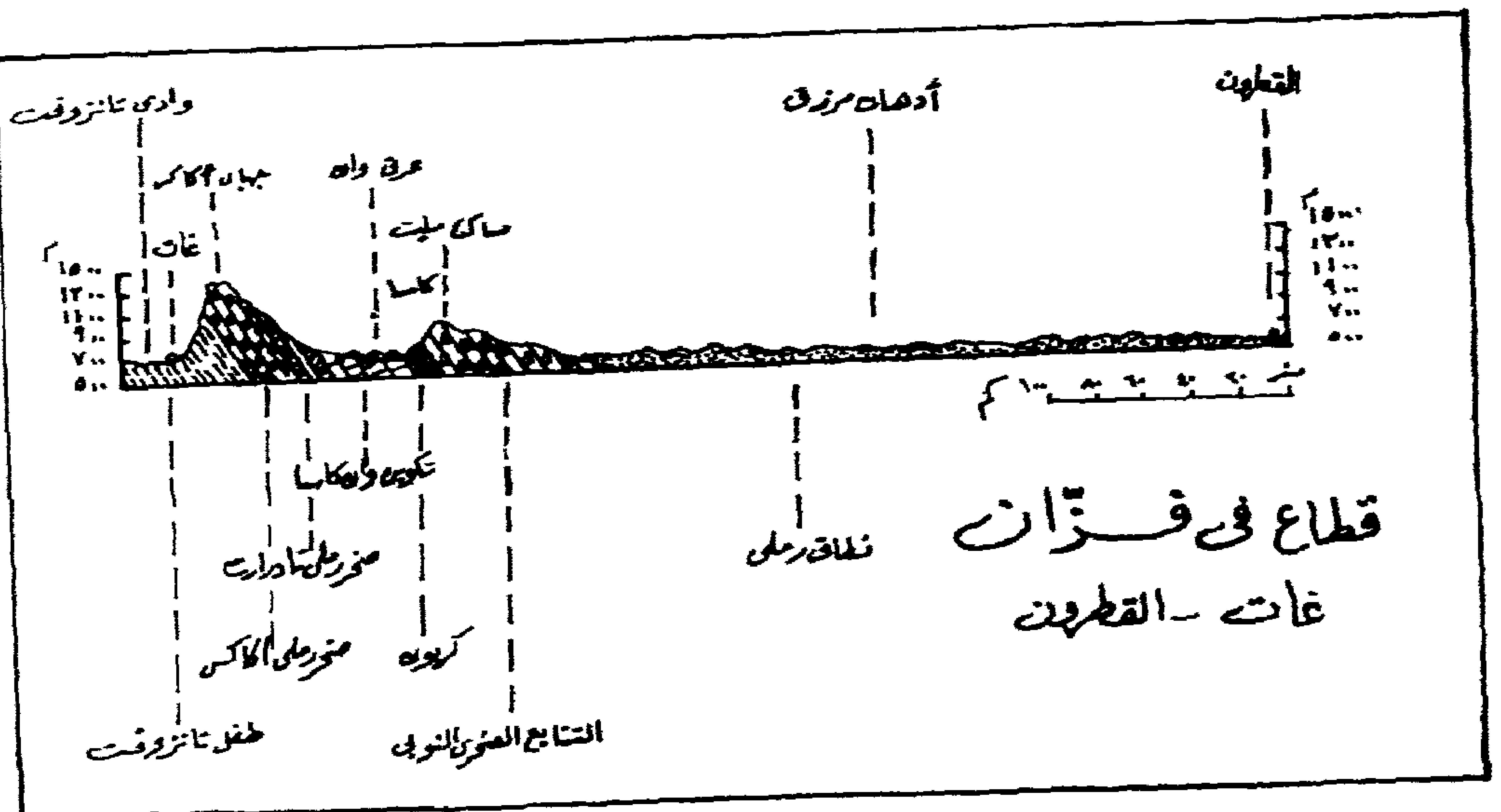
الحوضين . فلا بد والحالة هذه أن تكون هناك عوامل أخرى مهدت لفعل التعرية ، ونقصد بها عمليات تحطيم تكتونية .

وعلى الرغم من عدم توفر معلومات كافية عن تكتونية الحوضين ، إلا أن البحاث القلة الذين درسوا أجزاء منهما ، يؤكدون أنهما ليسا غورين انكساريين ولكنهما أساساً عبارة عن ثنيتين مقعرتين فسيحتين يتفق محوراهما بوجه عام مع محوري الحوضين . ويتضح ذلك من القطاعات الجيولوجية التي رسمها كليتش Klitsch (١٩٦٧ ، ١٩٧٠) فالميول الطبقية تتلاقى في وسط كلا الحوضين .

ويشير الكتاب إلى وجود عيوب ظاهرة على امتداد هوامش الحوضين ، ولكنهم يجمعون على أن نشأتهما الأولى لم تترتب على هذه العيوب . وقد سبق أن ذكرنا أن الحافة الطويلة التي تفصل بين الحوضين تتميز بتسطح وانبساط أعاليها ، فهي لا تتصف بمظهر وبناء التضاريس التكتونية ، ونرجح أنها حافة متخلفة عن تعرية هضبة قديمة بالمنطقة .

من هذا العرض السابق يمكننا القول بأن نشأة الحوضين ترجع أساساً لعمليات تحطيم تكتونية ، بالالتواء والانكسار ، وتلتها عمليات تشكيل وتعديل بواسطة قوى التعرية ... بالماء الجاري ثم بالهواء المتحرك .

ونعود إلى متابعة التطور الجيومورفولوجي لإقليم فزان أثناء الزمن الثالث . وقد سبق أن عرضنا لنشوء نظم تصريف مائي من النوع المشبك فيه كانت تجري الأودية التابعة نابعة من الإطار الجبلي في الجنوب والغرب ، لتصب في النهاية في خليج سرت القديم ، وكانت تلتقي بها أودية تالية اتخذت مساراتها امتداد مخارج الطبقات الصخرية الألين والأقل مقاومة للتعرية . وقد ظل هذا الوضع قائماً حتى نهاية الباليوجين ، حين ظهر حدث جديد في الرقعة المحصورة بين شرق فزان والصحراء الليبية ، كانت لـه أهمية كبيرة من الوجهة الجيومورفولوجية .



(شكل ٥) : قطاع في فزان

ويتمثل هذا الحدث في رفع منطقة الهروج Haruj . فقد كان لرفع الهروج في عصر الأوليجوسين (دزيو ١٩٣٥ ، ١٩٣٩ — وبيرد Baird ، ١٩٧٢) ، وبروزه عالياً فوق منسوب البحر أثره العميق في إحداث ثورة في نظام التصريف المائي في إقليم فزان ، وفي نشوء نظام جديد في منطقة الهروج نفسها . ويحدد هذا الحدث ختام التطور الجيومورفولوچي لإقليم فزان في النصف الأول من الزمن الثالث وبدايته في نصفه الثاني (النيوچيين) .

وقد تمثل التأثير المورفولوچي الرئيسي لرفع الهروج في انسداد مخارج حوضي مرزق وأوباري إلى البحر ، وبالتالي تسبب ظهوره في إعاقة بل وقلب نظم التصريف المائي في الحوضين . وبإغلاق الحوضين أصبح تصريفهما المائي داخلياً ، وفيهما كانت المجاري المائية النابعة من الإطار الجبلي تضطر إلى التوقف ، وتنتهي إلى المساحات المنخفضة من قاع الحوضين ، خصوصاً منها الأجزاء الشرقية ، ومن ثم نشأت بحيرات عظيمة الرقعة . وفي تلك البحيرات كانت المجاري المائية تلقي بحمولتها من رواسب الحصى والرمال التي جلبتها من المرتفعات المحيطة .

ويبدو أن التطور الجيومورفولوچي لإقليم فزان لم يتعرض لتعديلات جوهرية منذ رفع الهروج في عصر الأوليجوسين . ففي أثناء النصف الثاني من الزمن الثالث كان حوضا مرزق وأوباري ما يزالان يحويان بحيرات ضحلة مبعثرة هنا وهناك ، خاصة في الأجزاء الشرقية منهما . وأخذت تلك البحيرات تمتليء بالرواسب النهرية شيئاً فشيئاً . وكانت المجاري المائية الضعيفة تجري بالمياه مترنحة هنا وهناك في مسالك رديئة التحديد .

وقد أرسبت رواسب كيماوية في المساحات البحيرية الآخذة في الانكماش ، وحينما جفت البحيرات ظهرت هذه الرواسب مكونة لرقاع كلسية فسيحة في أجزاء مختلفة من الحوضين ، وهو الكلس المعروف « بحجر مرزق الجيري » . يضاف إلى ذلك إرساب تكوينات جيرية عضوية (كوكوينا) تحوي حفريات الكارديوم والجاستروبود فوق المدرجات النهرية التي تعلو قيعان الأودية الحالية

ببضعة أمتار . ولم يتأكد بعد ما إذا كانت تلك الرسوبيات متعاصرة أم أنها تنتمي لفترات متباينة ، كما ولم يُعرف بعد على وجه الدقة ما إذا كانت تنتمي لأواخر الزمن الثالث (عصر البليوسين) ، أم أنها ترجع للزمن الرابع .

وقد استمرت عمليات الإرساب النهري دائبة فترة طويلة إلى أن حلّ الجفاف التدريجي ، وتسبب في تلاشي جريان المياه في الأودية . وأصبحت الرواسب الرملية والطينية تحت رحمة الرياح التي تناولتها بفعلها المكتسح ، فأذرت منها المكونات الدقيقة ونشرتها ، ثم أنشأت بها بالتدريج بحار رمال كل من حوضي مرزق وأوباري . فرمال العرقين هي في الأغلب الأعم من أصل إرساب نهري ، وهي قد عانت من عمليات تعرية متكررة . أما التكوين النهائي للكثبان الرملية ، فيمكن تأريخه بالزمن الرابع . ولقد تشكلت الكثبان واتخذت أوضاعاً معينة تبعاً لاتجاه الرياح السائدة أثناء العصر الحديث .

وهناك أدلة وفيرة لتغيرات مناخية حدثت أثناء الزمن الرابع في إقليم فزان . ويمكن استقاء هذه الأدلة من مصادر استراتيجرافية وچيومورفولوچية وأركيولوچية . وسنحاول هنا أن نلقي نظرة على المعلومات التي وردت في هذا الشأن دون الدخول في التفصيلات . فبحسب الدراسات العامة التي قام بها كنيتش Knetsch (١٩٥٠) في إقليم فزان ، ينبغي أن يكون الإقليم قد عانى من تتابع مناخي بين الرطوبة والجفاف . فقد عثر على آثار لخمس فترات مطيرة على الأقل ، فصلت بينها فترات جفاف . وبدأ هذا التتابع منذ نهاية البليوسين ، وانتهى بالعصر الحديث . ويذكر كنيتش أن الفترة المطيرة الأخيرة تعاصر الحضارة الكابسية ، أما الفترة ما قبل الأخيرة فتعاصر الحضارة الأشولية .

وقد وصف زيجرت H. Ziegert (١٩٦٦) تتابعاً مماثلاً لفترات مطيرة وأخرى جافة ، وذلك في دراسته لجبل غنيمة الواقع إلى الشرق من حوض مرزق . وما تزال التكوينات التي سبقت الإشارة إليها في فزان وهي الرواسب البحيرية (حجر جير مرزق الواسع الانتشار والموجود على مناسيب تتراوح

بين ٤٣٠ ـ ٥١٠ متر) ، وتكوينات الجير العضوي (كوكوينا الكارديوم والجاستروبود) فوق مصاطب الأودية ، تحتاج إلى دراسة وتأريخ دقيق . ولا شك أنها أو معظمها تنتمي للزمن الرابع ، كما وأن وصفها العام يدل على وجود أجيال تنتمي لفترات مناخية متغيرة أثناء البليوستوسين .. وتنتشر القشور الجيرية ، والصخور الجيرية من النوع البحيري في أجزاء كثيرة من فزان ، وهي كلها ، خصوصاً منها ما يحوي حفرية الكارديوم ، يدل على سيادة ظروف مناخية رطبة أثناء فترات من الزمن الرابع . وهناك آثار مثالية لتعرية مائية بليوستوسينية في خوانق مرتفعات أرشينا Archena وعوينات Awenat وتبستي ....

وفي منطقـــة تجرهي بفزان أمكن لبلير Bellair (١٩٥٣) دراسة تكوين بحيري يتألف من تتابع لطبقات قارية تحتوي على حفريات بليوستوسينية . ويتألف التتابع من ثلاث مستويات من الصلصال الرملي الجبسي المالح ، والصخر الجيري المارلي الرملي ، تعلوه طبقة جيرية رملية مالحة . ويفصل هذه الطبقات عن بعضها مستويان من الرمال الهوائية . واتضح من دراسة الحفريات أنها لحيوانات ونباتات عاشت في بيئة قارية في مياه هادئة ضحلة وعذبة أو غدقة ، ويبلغ سمك الرواسب جميعاً أكثر من ١٥ مترا . وقد فسر بلير هذا التتابع مناخياً على الوجه الآتي :

التتابع الطبقي	التقييم المناخي	
مخلفات العصر الحجري الحديث صلصال الضيعة	فترة تحسن المناخ (دور رطب)	الفترة المطيرة الرابعة
	مرحلة مطيرة ثانية(أو فترة مطيرة خامسة)	
؟ ؟ ؟	مرحلة جافة	
تعرية الصخر الجيري (كاليش) مخلفات موستيرية ولاڤيلوازية	مرحلة مطيرة أولى	

عرق أوباري القديم (مخلفات الحضارة الأشولية)	الفقرة الجافة الثالثة .
إرساب الصخر الجيري الرملي (كاليش)	الفترة المطيرة الثالثة .
عرق تجرهي الأبيض قشرة زويلا الحمراء	الفترة الجافة الثانية .
صلصال يحوي حفريات	الفترة المطيرة الثانية .
رمال أسفل قشرة جيرية	الفترة الجافة الأولى .
؟ ؟ ؟	الفترة المطيرة الأولى .

من هذا نرى أن إقليم فزان يحوي ، كالصحرء الليبية ، كثيراً من الشواهد التي تشير ، بل تؤكد ، حدوث تعاقب بين فترات رطوبة وجفاف أثناء الزمن الرابع . وعلى الرغم من أن ظروف حياة من نمط السفانا كانت موجودة في فزان وجنوب الصحراء الليبية ، فإنه لا ينبغي بالضرورة أن نتصور أن التساقط كان من الوفرة بحيث كان يكفي لنشوء أنهار كبيرة أو بحيرات ضخمة . والواقع أنه كان يكفي أن يرتفع مستوى الماء الأرضي ، الذي لا يتعرض للبخر ، إلى درجة متواضعة نسبياً ، لكي تمتليء المنخفضات بالمياه ، كما وتبقى النباتات ذات الجذور الطويلة حيّة عن طريق الارتواء من ماء التربة السفلى ، ويتمّ هذا في السفانا في وقتنا الحاضر حتى مع عدم تكرر سقوط الأمطار .

ويمكننا ، بناء على ما سلف عرضه من المعلومات والشواهد ، أن نقرر أن مناخ إقليم فزان قد عانى خلال الزمن الرابع ، من ذبذبات متكررة ، تنوعت بين نوع مناخ السفانا ونوع مناخ الاستبس .

المراجع

Almâsy, L. E. (1936) : Récente Explorations dans le Desert Libyque, in : Publ. de la Soc. Roy. de Géog d'Egypte, Cairo.

Baird, D. W. (1972) : A brief geological History of the Sirte Basin .... Oil Ind. Sim., Fac. of Econ. and Comm., Univ. of Benghazi.

Bellair, P. (1953) : Le Quaternaire de Tejerhi. Inst. H. E. Tunis, I, Mission au Fezzan (1949), Tunis.

Capot-Rey, R. (1947) : L'Edeyen de Mourzouk, in : Trav. Inst. Rech. Sah., 4, Algier.

Conant, L. & Goudarzi, G. (1967): Stratigraphic and tectonic Framework of Libya, in : The American Assoc. of Petr. Geol. Bull., V. 51, No. 5.

Conant, L. & Goudarzi, G. (1864) : Geologic Map of Libya.

Desio, A. (1937) : Geologia e Morphologia, in : Il Sahara Italiano, Vol. I : Fezzan e Oasi di Gat, Roma.

Desio, A. (1971) : Outlines and Problems in the Geomorphological Evolution of Libya....Semposium on the Geology of Libya, Fac. of Scie, Univ. of Libya. Tripoli.

Diolé, PH. (1956) : Dans le Fezzan inconnue. Paris.

Furst, M. (1964) : Die Oberkreide—und Paleozan—Transgression im ostlichen Fezzan. Geol. Rundsh. 54. Stuttgart.

Furst, M. (1965) : Hamada — Serir — Erg. Sonderdruck aus Zeitsch. f. Geomorph., Bd., 9., Heft 4.

Hecht, Fr., Furts, M. & Klitsch, E. (1963) : Zur Geologie von Libyen, Sonderdr. aus der Geol. Rdsch. Bd. 53, Stuttgart.

Kanter, H. (1962) : Der Fezzan als Beispiel innersaharischer Becken. Sitz. Ber. europ. Geographen. Wurzburg.

Kanter, H. (1963) : Dreissig Jahre Forschungsreisen in Libyen, in: Deutsche Hochschullehrer Zeitung. Tubingen.

Klitsch, E. (1967) : Bericht uber eine Ost-West-Querung der Zentralsahara, in : Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F. 11, Berlin.

Klitsch, E. (1970) : Die Strukturgeschichte der Zentralsahara, Neue Erkenntnisse zum Bau und zur Palaogeographie eines Tafellandes, in; Geol. Rdsch., Bd. 59, 2. Stuttgart.

Knetsch, G. (1950) : Beobachtungen an der Lybischen Wuste. Geol. Rundsch. 38.

Lelubre, M. (1952) : Aperçu sur la géologie du Fezzan. Bull. Carte Géol. Algérie, Vol. III, Alger.

Meckelein, W. (1963) : Der Fezzan heute, in; Herman Lautensach Festschrift, Stuttgarter Geogr. Studien, Bd. 69. Stuttgart.

Meckelein, W. (1959) : Forschungen in der zentralen Sahara, I: Klimageomorphologie. Braunschweig.

Richter, N. (1958) : Auf dem Wege zur schwarzen Oase. Leibzig.

Schiffers, H. (1962) : Libyen und die Sahara. Bonn.

Weis, H. und Kanter, H. (1970) : IV. Der Osten der Sahara, A. Der Libysche Raum, Sonderdruck aus : Die Sahara und ihre Randgebiete. Munschen.

Williams, M. A. J., and Hall, D. N. (1965) : Recent exploration to Lybia from the Royal Millitary Academy Sandhurst, Geogr. Journal, V. 131.

Ziegert, H. (1966) : Climatic changes and Paleolithic industries in Fezzan, Libya, in: Petr. Expl. Soc. of Libya. 8th Ann. Field Conf.

Ziegert, H. (1967) : Dor el Gussa und Gebel Ben Ghnema. Zur nachpluvialen Besiedlungsgeschichte des Ostfezzan. Wiesbaden.

Zohrer, L. (1958) : Prehistoric and historical cultural monuments in the Fezzan. Sonderdruck aus: Antiquity and Survival, Vol. II., No. IV. The Hague.

المبحث الثامن

إقليم واحة مرادة بليبيا

إقليم واحة مرادة

تمهيـــد :

يضم هذا البحث نتائج دراسه حقلية چيومورفولوچية لمنخفض واحة مرادة بليبيا ، قمت بها في شهر ديسمبر من عام ١٩٧١[١] ، وكنت حينئذ مشرفاً على الجانب الطبيعي من الدراسة الجغرافية الشاملة للمنخفض التي قام بها طلبة الليسانس بقسم الجغرافيا ــ كلية الآداب ببنغازي . وقد أتيحت لنا الدراسة بكل إمكانياتها المادية ووجدنا كل العون من أهالي الواحة ، خصوصاً من الأخ صميدة عبد الكريم الذي كانت لمرافقته لنا أثرها الطيب في تمكننا من سهولة التجول في أنحاء المنخفض .

وإقليم منخفض مرادة يعتبر « مادة خام » للدراسة الجيومورفولوچية ، مثله في ذلك مثل كل الأراضي الليبية على وجه التقريب . وما سبق أن كتب عن المنخفض ينحصر في استكشاف ثروته من الأملاح خصوصاً أملاح البوتاسيوم . وقـــد اكتشفها أرديتو ديزيو **Ardito Disio** لأول مرة في عام ١٩٣١ . وفي السنين التالية أجرى الإيطاليون أبحاثاً مستفيضة عن

---

(١) أرسلت نتائج هذه الدراسة للنشر في مجلة كلية الآداب جامعة عين شمس في فبراير سنة ١٩٧٢ وهي هنا أكثر تفصيلا وإيضاحاً .

الأملاح الموجودة بالسبخة ، وسجلوا نتائجها في تقرير نقله ديزيو إلى كتابه « استكشافات معدنية في ليبيا » وأفرد له فصلاً خاصاً بعنوان « سبخة مرادة » وقد استغل الإيطاليون أملاح البوتاس في عامي ١٩٣٩ ، ١٩٤٠ ، ثم توقف الإنتاج لظروف الحرب العالمية الثانية . وقد درست إمكانيات إنتاج الأملاح من السبخة مرة أخرى في عام ١٩٦٣ ، وتبين أن استغلالها مربح .

الموقـــع :

يقع منخفض مرادة بين خطي طول ٥٧َ ١٨° — ٣٩َ ١٩° شرقاً ، وبين دائرتي العرض ٠٦َ ٢٩°— ٢٠َ ٢٩° شمالاً تقريباً، وإلى الجنوب من بلدة العقيلة الواقعة على خليج سرت بنحو ١٢٥ كم. والطريق المباشر القديم الذي يصل بلدة العقيلة بمنخفض مرادة قد أصبح الآن في حالة سيئة ، وهو الطريق الذي عبده الإيطاليون قديماً لنقل أملاح البوتاس بسيارات النقل لتصديرها من مرفأ رأس العلى الواقعة غربي العقيلة بنحو ٤٣ كم . وقد رصفت شركة إسو للبترول طريقاً آخر يبدأ من البريقة على الساحل إلى حقل زلتن ، ومن هذا الطريق يتفرع طريق آخر إلى حقل بترول الراقوبة والأخير يمر بالقرب من مرادة ، وهو الطريـــق الأسهل للوصول إلى الواحة .

الشكل والأبعـــاد :

شكل المنخفض شبيه بالشكل الهندسي المعروف بشبه المنحرف . ويمتد ضلعه الجنوبي الأطول في اتجاه شرقي غربي على طول مسافة مقدارها نحو ٦٠ كم . ويجري ضلعه الشمالي الأقصر في نفس الاتجاه تقريباً على امتداد مسافة تبلغ زهاء ٣٥ كم ، بينما يبلغ أقصى اتساع له ٢٥ كم . وتبلغ جملة مساحة المنخفض حتى المنحدرات الظاهرة التي تحف به نحو ١٢٠٠ كم مربع ، ومساحة السبخة حوالي ٥٠٠ كم مربع ، بينما تبلغ

منخفض واحة مرادة

٠ ٥ ١٠ ١٥ كيلومتر

موقع واحة مرادة

البحر المتوسط
بنغازي
اجدابيا
خليج سرت
البريقة
العقيلة
مرادة

كويستا
حافة صخرية
قارة (ميزا)
مسطح رملي
كثيب رملي
أرض صخرية مرطبة
وادي جاف
وادي جاف خانقي
مسطح السبخة
نخيل
أعشاب
شجيرات قزمية
معالم سكنية
الطريق القديم الى العقيلة

اختلاف كثافة الهشور يدل على المدى النسبي للارتفاع والانحدار.

الغزالة
الاسلا
قور الأناش
البيضا
ملفا الحفر
الرجيلي
المزالا
الطرفيات
ملفا الحرويا
الشادر
قور الطرفيات
عين العبيد
المسلة
سبخة الحيرة
عين الغضر
الخفيف
ملفا غويدل
الذكر
مرادة
عين بوحوص
عين العويجلة
زعنوط بوخريص
بئر عوف
جبل عوف
زعنوط الرجى
الرنيويا
اللويان

شكل (1)

مساحة المسطح الملحي ١٥٠ كم مربع . ويبلغ متوسط ارتفاع قاع المنخفض ١٥ متر ، وأدنى نقطة قيست في السبخة تقع في جزئها الشرقي ويصل ارتفاعها إلى ١٣ متر ، وأعلى نقطة فوق أرض السبخة تصل إلى حوالي ٥٥ متر (شكل ١) .

الحدود الطبيعيـــة :

يتحدد المنخفض من جوانبه الثلاثة الشمالية والشرقية والغربية بواسطة حافات صخرية تعرف محلياً باسم « الجبل » ، وهي عالية تشمخ في بعض المواضع إلى ارتفاعات تصل إلى ١٢٠ متراً . وتبدو الحافة الشمالية من بعيد في جملتها متصلة مستمرة إلى حد كبير ، لكننا كلما اقتربنا منها تظهر مقطعة الأوصال ، إذ تتداخل فيها أرض السبخة ، وتبرز منها ألسنة صخرية ظاهرة هنا وهناك مقتحمة مسطح السبخة خارج هذا الامتداد العام . ويفصل هذه الألسنة الصخرية عن بعضها أودية تشبه الخوانق متفاوتة العمق والاتساع . وهذه وتلك هي الظاهرات الطبيعية المسؤولة عن تقطع المظهر العام للحافة الشمالية الذي يبدو متجانساً من بعيد .

والجانب الغربي من المنخفض هو أكثر الجوانب الثلاثة تقطعاً وتسنناً . ويتميز الجانب الشرقي عن الغربي بأنه أكثر منها استقامة ، ويتصف بارتفاع متجانس ثابت إلى حد كبير ، ومنسوبه العام يطاول منسوب أكثر أجزاء الحافات الأخرى ارتفاعاً . أما الجانب الجنوبي من منخفض مرادة فهو أقل الجوانب كلها تحديداً ، وتميزه سلاسل من الكثبان والتموجات الرملية والتلال المتخلفة (شكل ١) .

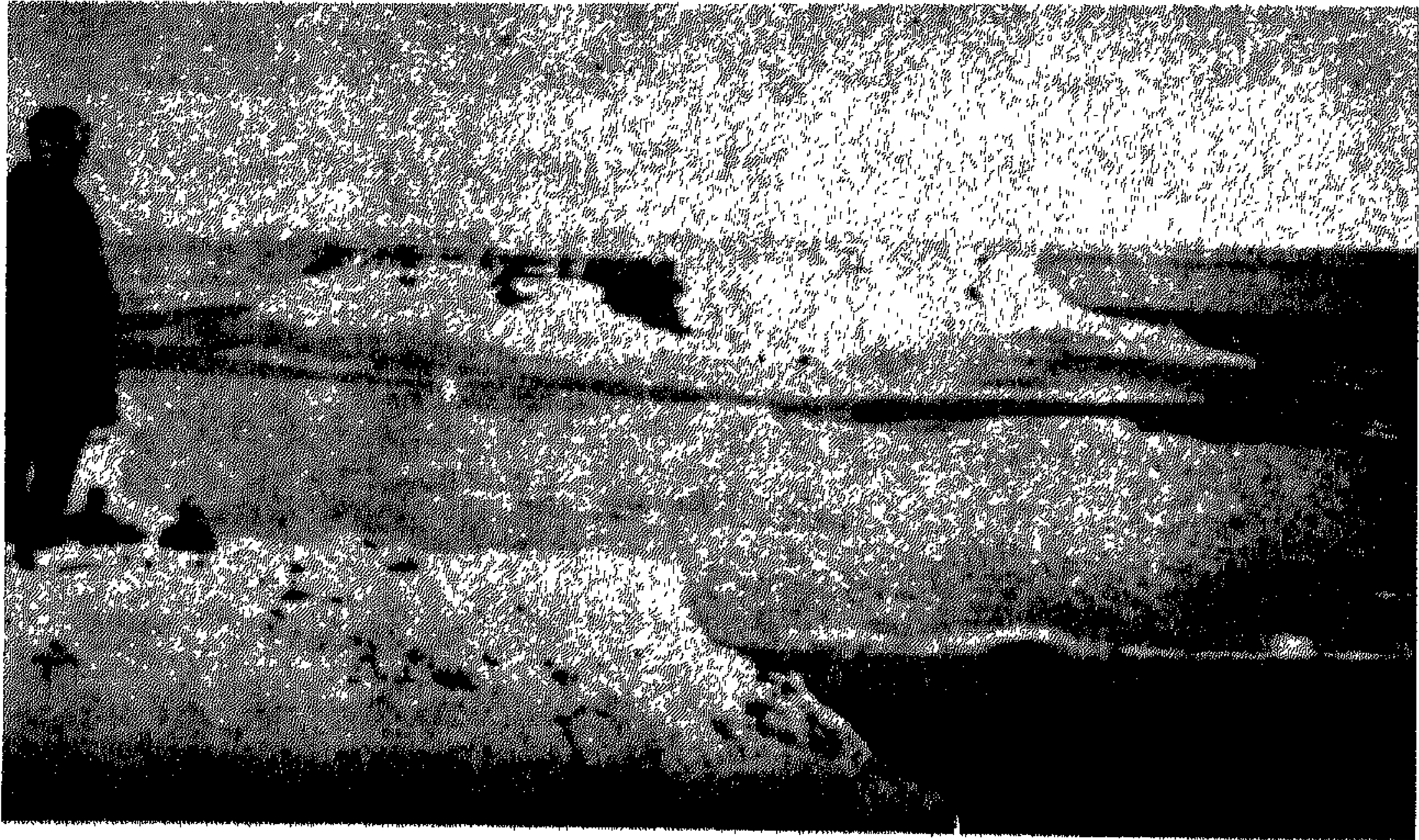
الوضع الجيولوجي :

لقد تم حفر منخفض مرادة في هضبة تسودها الصخور الجيرية التي تنتمي في معظمها لعصر المايوسين . وتمتد الطبقات الصخرية في وضع يكاد يكون أفقياً ، فهي تميل ميلاً هيناً طفيفاً صوب شمال الشمال الشرقي . ويمكن تلخيص التتابع الطبقي الكامل للحافات الرئيسية على النحو الآتي : —

- طبقة كلسية بنية اللون متصلبة رقيقة نوعاً ترتكز على طبقة من الصخر الجيرى اللين الغني بحفرياته . ويبلغ سمك هذه الطبقة زهاء ٤٠ متراً .
- تتابع طبقي من الشيل الأخضر والجبس والجير المندمج الغني بالحفريات (السمك ٢٥ متر) .
- صخور رملية ورمال كوارتيزية ، لونها أحمر وأصفر داكن ، تستبين فيها الطبقية المتقاطعة (السمك الظاهر نحو ٢ متر) .

وينتمي التتابع الطبقي السالف الذكر للمايوسين الأسفل والأوسط .

ويتمثل الأوليجوسين في الجزء الغربي من قاع المنخفض ظاهراً في تكوينات من الشيل الرملي والجبس ، وتكوينات جيرية صلصالية تحتوي على حفريات .



شكل (٢) : قارة من قور الخفيف الثلاثة . لاحظ تجانس الارتفاع واستواء السطح وشكل المنحدر . وحول القارة ترشح المياه من أرض السبخة وتزهر الأملاح .

ويختلف عن ذلك التتابع الطبقي في القور التي تزركش قاع المنخفض ذاته. وفيما يلي وصف لهذا التتابع في قور الخفيف الثلاثة (شكل ٢) : —

طبقة من الجبس يميل إلى اللون البني (٥ متر).
طبقة من الجبس الصحائفي الطباقي بيضاء اللون (٤ متر).
طبقة من الجبس النقي الحبيبي المتبلور الناصع البياض (٤ متر).
طبقة من الشيل الأصفر الضارب إلى اللون البني (٦ متر).
طبقة من الصخر الرملي الشيلي (٤ متر).
طبقة من الصخر الرملي يظهر منها فوق سطح السبخة نحو ٢ متر.

حالة المناخ :

ليست هناك أرصاد بالواحة يمكن بواسطتها التعرف على ظروف المناخ. وما نذكره عنه في السطور التالية، ينبني على ظروف الموقع الجغرافي في نطاق صحراوي شبه مداري، وعلى معلومات مستقاة من العاملين بشركات البترول، بالإضافة إلى أهالي الواحة. وهو على أي حال صحراوي متطرف والمدى الحراري كبير. وبحسب ما يذكر أهالي الواحة يشاهد الصقيع في صبيحات أيام الشتاء، كما تغطي أسطح المياه الراكدة في القنوات طبقة رقيقة متقطعة من المياه المتجمدة في ليالي الشتاء الباردة وفي الصباح المبكر. وهذا إن دل على شيء فإنما يدل على تكرر انخفاض الحرارة إلى درجة التجمد في ليالي الشتاء بينما تشتد الحرارة في النهار، ويعظم القيظ في أيام الصيف.

والرياح شمالية في الصيف، وشمالية غربية وغربية في الشتاء. وفي الربيع وأوائل الصيف وأيضاً في الخريف تثور عواصف القبلي التي تثير الرمال وتحمل الأتربة ويغبرّ الجو بسببها وتنعدم الرؤية أو تقصر لبضعة أمتار. والمطر نادر وقد يسقط في هيئة رذاذ كل بضع سنوات مرة، والرطوبة النسبية لا شك قليلة لكنها تزداد في الجو السفلي الذي يغلّف

أرض السبخة . ويشاهد الندى في الصباح حتى لتتجمع قطراته مع مياه الرشح مكونة لمسيلات ضيقة على المنحدرات السفلى للتلال المتخلفة فوق أرض السبخة وحواليها . والسماء صافية والشمس مشرقة على مدار السنة .

العوامل الحالية المُشكلة للمظهر الجيومورفولوجي :

وهذه تنحصر الآن في فعل التجوية الميكانيكية التي تتمثل في التفاوت الكبير بين درجات الحرارة اليومية والفصلية ، ثم في تأثير الرياح كعامل نحت واكتساح وإرساب ، وأخيراً في فعل التجوية الكيميائية نظراً لأن جو المنخفض كما رأينا لا يخلو من الرطوبة .

الدراسة الجيومورفولوجية

جوانب المنخفض

حينما نقف فوق قارة مرادة التي تبرز فوق أرض الواحة إلى علو يناهز ٥٥ متراً فوق منسوب البحر وندور ببصرنا في مختلف الجهات، نشاهد حدوداً واضحة من على البعد للمنخفض في جهات ثلاث: الشمالية والشرقية، والغربية. وتبدو هذه الحدود من بعيد بشكل حافات قائمة لهضبة فسيحة تمتد وراءها، أو تظهر في هيئة واجهات لثلاث كويستات هائلة تنحدر ظهورها جهة الشمال والشرق والغرب على التوالي. ولكننا حينما نقترب منها شيئاً فشيئاً نلاحظ تغيراً واضحاً.

الجانب الشمالي :

تبدأ تفاصيل الحافة الشمالية في الوضوح التدريجي حينما نقف على قارة من قور الخفيف. فالشكل المستقيم للحافة الذي يرى من بعيد يضطرب إذ تغزوه السبخة (قاع المنخفض) في أماكن عديدة في هيئة أقواس فسيحة، والحافة بدورها تبرز في السبخة عند طرفي كل قوس. ومع هذا فالمظهر المتصل للحافة ما يزال يتراءى للعين من بعيد.

وحين نعبر أرض السّبخة ، ونصل إلى قرب نهايتها من جهة الشمال نشاهد واجهة الحافة على حقيقتها : فنراها ممزقة الأوصال مقطعة تقطيعاً شديداً ... ألسنة صخرية محدودة الامتداد في اتجاه عام شرقي غربي تتعاقب مع مصبات أودية عميقة شديدة انحدار الجوانب . وحين نصعد فوق قارة عالية مثل قارة البيضا ، وننظر صوب الشمال نرى تيهاً من الأرض الممزقة الوعرة من نوع البادلاند Bad-Land .

وتعتبر القور (ميزات Mesas) هي المظهر الجيرمورفولوچي الشائع في كل النطاق الشمالي الذي أسميناه بالأرض الوعرة ، ابتداء من نهاية السبخة في اتجاه شمالي إلى قارتي الإثيلا والغزالة ، ومنهما شمالاً (خارج نطاق الخريطة) وعلى بعد ١٢ كم إلى الحافة الرئيسية للهضبة حيث تبرز الطبقة الجيرية العليا في هيئة مظلة تدعى بالحجفا يستظل بها البدوي في وقت الهجيرة .

وهناك المئات من تلك القور التي قد تحتشد ويساند بعضها بعضاً ، وقد تتفرّق فتبدو منعزلة بارزة في بيئة حوضية تحيط بها . ومنها الضخم الكبير الأبعاد ومنها الصغير الذي يطل برأسه على استحياء . وتتنوع أشكالها ، فمنها المستطيل الشكل ومثلها قارة حصّين الرجيلي (قريبة الشبه من « أبو الهول ») ، ومنها المستدير القمة أو الأسطواني الشكل كالمزالة والبيضا والغزالة . وتتوج قمم القارات الضخمة العالية طبقة سميكة من الصخور الجيرية ، وإليها يعزى استمرار بقاء شموخ مثل هذه القور في ظلال المناخ الجاف الحالي .

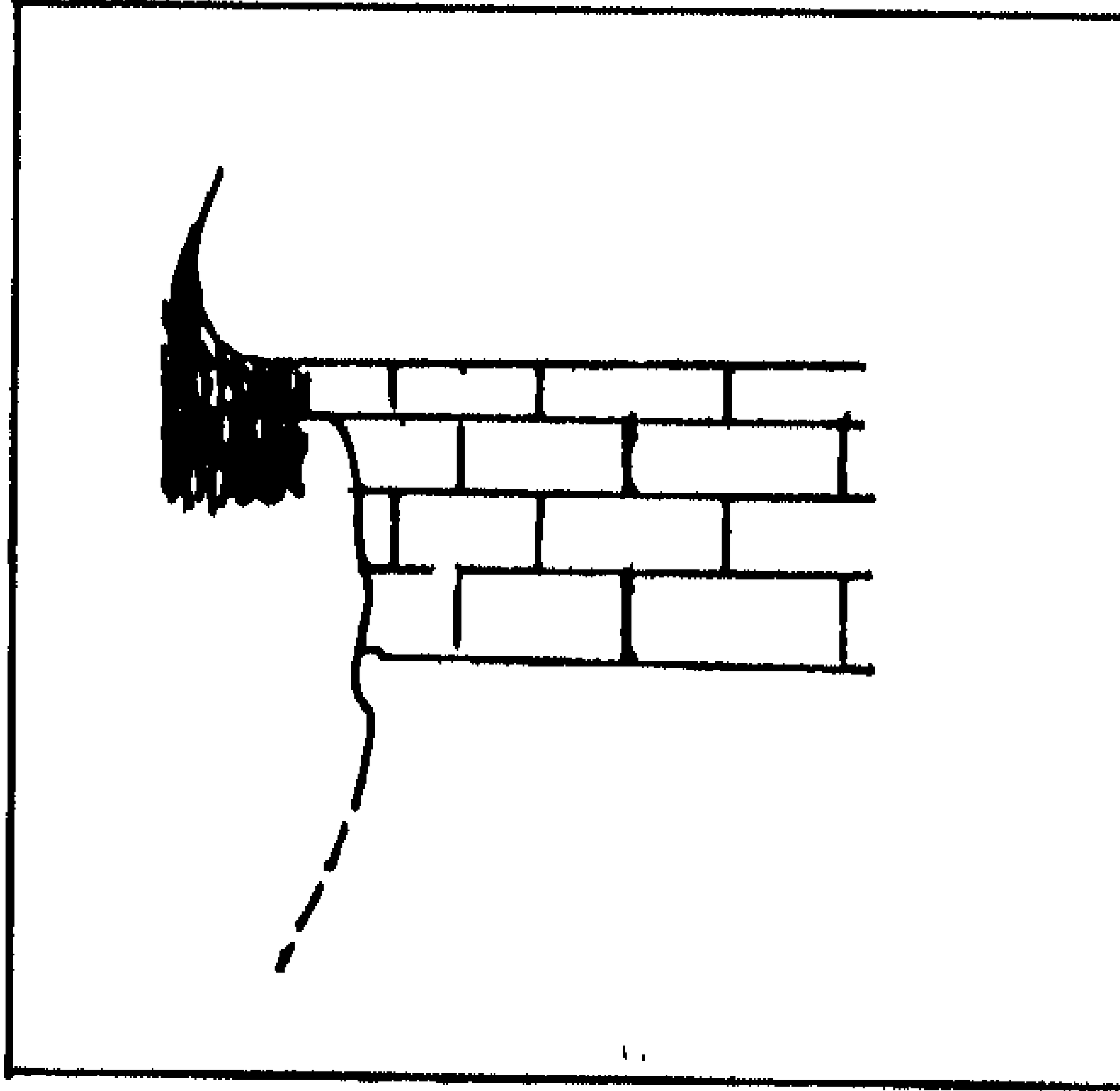
والحافة الشمالية المطلة على السبخة قد تقطعت هي الأخرى إلى سلسلة من القور المستطيلة الشكل ، تتتابع متجاورة أحياناً ، ومتباعدة أحياناً أخرى . وقد أمكن في بعض المواضع تتبع عدد من الأودية الجافة التي نعتبرها المسؤولة بالدرجة الأولى عن تشكيل هذا المظهر الطبوغرافي العام .

وهي تجري في اتجاه شمالي جنوبي (أودية عكسية ، عكس اتجاه الميل الطبقي) وتنتهي في السبخة ، وترفدها أودية أخرى تالية تتخذ مجاريها اتجاه المضرب (شكل ١).

وسطح أجزاء هذه الحافة المشرفة مباشرة على السبخة منبسط صخري إلا في بعض المواضع القليلة حيث نجد تجاويف ضحلة ملئت بمواد رملية جيرية ناعمة قليلة التماسك لا يزيد سمكها عن سنتيمترات قليلة ، هي أجزاء مصغرة مما ندعوه مورفولوچياً «بالبلاطة».

وعند هوامش الحافة نشاهد أجزاء منها وقد انفصلت إلى كتل صخرية متفاوتة الضخامة ، انقطع الاتصال بينها وبين واجهة الحافة ، ما تزال تنتظر دورها في الانسلاخ والتدحرج على المنحدر لتستقر عند حضيضه ، وتتعرض للبلى بفعل التقشر والتفتت الناجم عن تتابع الحرارة والبرودة.

ومن فوق الجزء العلوي للحافة الذي يتكون من طبقة جيرية مندمجة متأكسدة بارزة في هيئة مظلة ، تتدلى على واجهة الحافة أشرطة رقيقة كلسية مغبرّة تتراوح أطوالها المعلقة بين ٣٠ — ٨٠ سم ، ويتراوح عرضها على امتداد الحافة بين ٢٠ — ٥٠ سم. وهي من الصلابة بحيث تقاوم الريح الشديدة التي ضايقتنا كثيراً في يوم السبت ١١ / ١٢ / ٧١. (شكل ٣).

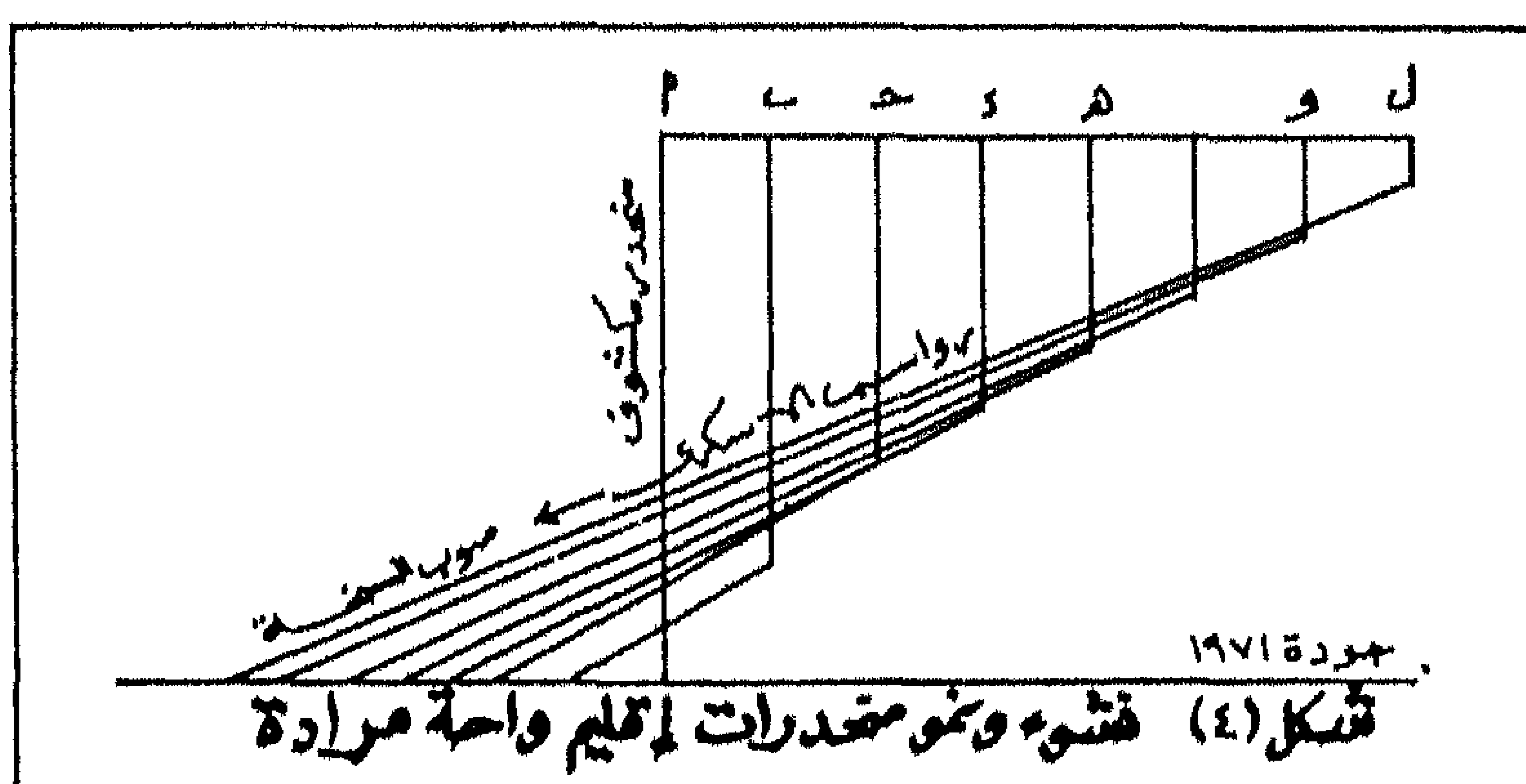


شكل (٣) : شريط كلسي يتدلى من أعلى المنحدر على واجهته.

والمنطقة كما أسلفنا يندر فيها سقوط المطر ولكنها لا تخلو من الرطوبة التي تتكاثف أثناء الليل حين تنخفض الحرارة على تلك الأسطح الجيرية الباردة ،

وتتجمع القطرات التي تذيب بعضاً من الجير ، وتتحدر إلى وجه الحافة حيث يفاجئها الصباح بشمسه المشرقة الحارة ، فتتبخر المياه ، ويترسب الجير . وهكذا يتوالى حدوث هذه العملية يوماً بعد يوم ، وتنمو بذلك بلورات الجير نزلاً صوب أسفل المتحدر مكونة لتلك الأشرطة الجيرية التي تلفحها الرياح بما تحمله من أتربة فتخلع عليها اللون المغبرّ . وسنرى لتأثيرات الندى ظواهر أخرى بعد قليل .

ونأتي الآن إلى دراسة منحدرات الحافة . تشرف الحافة الشمالية بجميع أجزائها الممزقة سواء منها ما يزال عالياً وما تآكل وانخفض ، بواجهات شديدة الانحدار على أرض السبخة المنبسطة من جهة وعلى جوانبها الشرقية والغربية مشرفة على قيعان أداني الأودية الحافة من جهة أخرى . والانحدارات في أجزائها العليا قائمة . ثم يستقيم المنحدر بزاوية مقدارها نحو ٤٠° نتيجة لتراكم الحطام الصخري على مخارج الطبقات إلا إذا برزت طبقة صخرية صلدة ، وهو ما يحدث كثيراً في المنطقة ، فتعطي الجزء المنحدر الذي يقع أسفلها شيئاً من التقوس . أما أسفل المنحدر الذي يميل إلى التقعر نتيجة لانتشار الرواسب الدقيقة فيبدأ بتغير فجائي في درجة الانحدار من حضيض المنحدر المستقيم الشديد الانحدار ، ثم يأخذ في الانحدار التدريجي إلى سطح السبخة المستوي .



شكل (٤) نشوء ونمو منحدرات إقليم واحة مرادة

وفي الشكل (٤) محاولة لتوضيح أشكال المنحدرات التي رأيناها في أجزاء الحافة الشمالية . وفي تصورنا قد بدأ نمو منحدر الحافة بهيئة قائمة تشبه الشكل (٤ ــ ا) الذي نشأ عن طريق التجوية . وفي اعتقادنا أن مظهره الأول الذي يوضحه الشكل (٤ ــ ا) قد تشكل في بدايات العصر الجيولوجي الحديث ، بغض النظر عن ارتباط الحافة الشمالية والحافات كلها بالنشأة الأولى للمنخفض التي سنعرض لها في نهاية هذا البحث . وقد لعبت التجوية الميكانيكية دورها الفعال في تشكيله بالإضافة إلى فعل التجوية الكيميائية التي لا نستطيع أن ننكر دورها المساعد ، إذ أن الإقليم حتى مع ظروف المناخ الصحراوي الجاف الحالي الذي يسوده لا يخلو من الرطوبة التي تعبّر عن وجودها بالندى الذي سبقت الإشارة إليه وإلى تأثيره في الصخر الجيري .

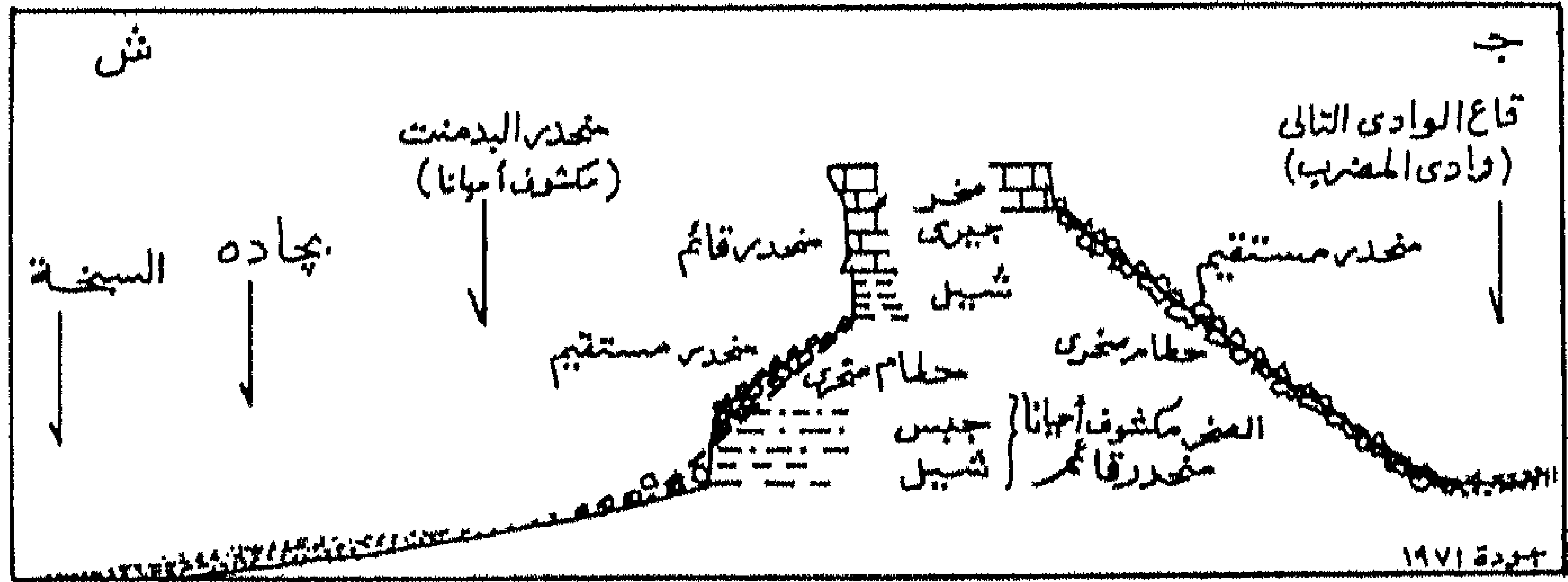
وباستمرار تجوية واجهة الحافة المشرفة على السبخة كانت أجزاؤها العليا تتراجع ، بينما تنطمر الأجزاء السفلى بالحطام الصخري الذي يحميها إلى حد كبير من فعل التجوية الميكانيكية ، وبطبيعة الحال لا تصلها التجوية الكيميائية نظراً لأن فعل الندى يقتصر على السطح .

وينمو الاسكرى صعداً بسرعة على جانب المنحدر في الحالات التي يمثلها الشكل (٤ ــ ا ، ب ، ج) نظراً لأن مساحة الجزء المكشوف من واجهة المنحدر والمعرض للتجوية أكبر من مساحة الجزء المطمور برواسب الاسكرى . ويصل النمو إلى درجة الاعتدال في السرعة حين تتساوى بالتقريب مساحتا الجزءين المكشوف والمطمور من واجهة المنحدر وذلك ما يوضحه الشكل (٤ ــ د) ، وهو الشكل الذي تظهر به معظم منحدرات واجهات القور وأجزاء الحافة الشمالية المطلة على السبخة .

وفي الجوانب الشرقية والغربية من القور التي انقسمت اليها الحافة الشمالية تلك الجوانب التي تشرف على أداني الأودية العميقة التي تتجه

من الشمال الى الجنوب صوب السبخة ، نجد نمو الاسكرى بطيئاً . (الشكل ٤ بين هـ ــ و) ويزداد البطء في نموه بدرجة كبيرة في الجانب الشمالي المظاهر للسبخة والمطل على الوادي التالي « وادي المضرب »، حيث نشاهد المنحدر كله فيما عدا جزئه العلوي (نحو متر إلى مترين) وقد غطي بغطاء سميك من الحطام الصخري الخشن .

ويحسن بنا هنا أن نجري مقارنة بين واجهة المنحدر المشرفة على السبخة (الواجهة الجنوبية) وبين الواجهة المطلة على الوادي التالي وهي الشمالية (شكل ٥) . فالواجهة الأولى تبدو قائمة في قسمها العلوي (نحو ١٥ متر) ، وهو قسم مكشوف ، وفيه تظهر مخارج لطبقتي الجير والشيل ثم يستقيم المنحدر أسفل غطاء من الحطام الصخري الخشن (٨ متر) ، ويعود المنحدر مرة أخرى إلى الانحدار الشديد حيث تبرز مخارج طبقتين من الشيل الجبسي (٤ متر) والشيل النقي (٣ متر) وهذا قسم مكشوف .



شكل (٥) منحدرات هوامش منخفض مرادة
المنحدرات المشرفة على الأودية التالية إلى اليمين ، والمطلة على السبخة الى اليسار

ثم يرجع المنحدر مرة أخرى إلى الاستقامة ثم يتقعر في جزئه السفلي حيث يحمل غطاء رقيقاً من المواد الصخرية الدقيقة الحبيبات ، ذلك الغطاء الذي يزداد سمكاً نحو سطح السبخة وحتى التقائه بها (بديمنت Pediment ، وبجادا Pajada ، وبلايا Playa أو سبخة) . وهنا نلحظ ظاهرة لها أهميتها في إحداث التقعر . فإلى جانب فعل الرياح وسفيها للرمال الدقيقة الحبيبات نشاهد مجاري لجداول rills ما تزال الرطوبة تبللها حتى بعد شروق الشمس بنحو ساعتين . وهنا نكتشف أثراً فعالاً للندى الذي لا شك ، والحالة هذه ، يتجمع بشيء من الوفرة بحيث يكوّن تلك الجداول التي يبلغ عمقها بين ٥ ــ ١٠ سم وعرضها من أعلى بين ١٠ ــ ١٥ سم ويبدو قطاعها العرضي في هيئة الرقم ٧ . والجداول بشكلها هذا لا شك قادرة مع الزمن على القيام بفعل تحاني متحرك فوق منحدر هين الانحدار ،



شكل (٦) : جزء من الحافة الشمالية المشرفة على منخفض مراده . ثلاث كويستات صغيرة تفصل بينها أودية خانقية . يشاهد التمايز في عمليات التجوية في طبقات صخرية متفاوتة الصلابة والمقاومة . واجهات الكويستات شديدة الانحدار . لاحظ منحدر البديمنت الهيّن الانحدار في مقدمة الصورة .

يساندها فعل الرياح ، ولهذا لا تبقى مكونات التيلاس متراكمة في هيئة قبابية ، وإنما تنتشر وتتوزع في اتجاه السبخة ، فيبدو المنحدر هيناً مقعراً . ومن السهل تتبع سطح البديمنت ابتداء من أسفل المنحدر المستقيم ، حيث يتكون من صخر الجبس المكشوف أو المطمور بغشاء رقيق من الرواسب الدقيقة ، ثم يزداد سمك الرواسب تدريجياً صوب السبخة وهو القسم الذي يدعى باجادا ، وأخيراً نصل إلى أرض السبخة الحقة .

ولا يقتصر فعل جداول « الندى » هذه على القسم السفلي من المنحدر ، وإنما يتعداه إلى المنحدر كله من أعلاه إلى أسفله . وهي ظاهرة واضحة في كل واجهات أجزاء الحافة المشرفة على السبخة ، وهي أظهر وأوضح وأكثر أبعاداً فوق منحدرات القور التي تزركش أرض السبخة ، وهذا مفهوم بسبب ازدياد نسبة رطوبة جو السبخة .

وجداول الندى تعبير نقترحه لمثل هذه الظاهرة بمفهومها التحاتي المشار إليه ، وهو يعبر عن ظاهرة شائعة الوجود فوق المنحدرات المشرفة على سبخة مرادة وفوق منحدرات قورها . هذه الجداول لا يمكن أن نرجع تكوينها لفترة مطر سالفة كالأودية الضخمة العميقة التي قطعت كل الحافات التي تحد المنخفض ، فهي ليست ظاهرة حفرية ، وإلا لانطمست معالمها تماماً نظراً لضآلتها خلال الـ ٥٠٠٠ سنة الأخيرة منذ حدوث آخر فترة مطيرة في العصر الحجري الحديث . وأنا لم أشاهد جريان قطرات الندى في مجاريها ، ولم يكن من المستطاع فعل ذلك . وإنما أمكن التعرف عليها بروية ابتلالها بالماء من جهة ، ومن جهة أخرى فليس هناك عامل آخر محتمل يمكن أن يعزى إليه تكوين تلك الجداول . فكما سبق أن أشرنا يكاد ينعدم المطر تماماً في المنطقة .

ويختلف المظهر الجيومورفولوجي للمنحدر الشمالي للحافة الشمالية عن ذلك المنحدر الجنوبي المشرف على السبخة كل الاختلاف (شكل ٥)

ووجه الشبه الوحيد بينهما يتمثل في الجزء العلوي المكشوف والقائم الانحدار في بعض المواضع ، والمحدب مع شدة في الانحدار في المواضع الأخرى ، وهو هنا لا يتعدى مترين ارتفاعاً . أما باقي المنحدر فيتغطى بغطاء ضخم من الحطام الصخري الخشن ، ويبدو مستقيماً في جزئه الأوسط بزاوية انحدار تصل إلى نحو ٤٠°. ثم يتقعر في قسمه السفلي حينما يلتقي بأرض الوادي التالي (وادي المضرب) المفروشة بالرمال المتوسطة والدقيقة الحبيبات والتي تزخر بحطام الحفريات .

والحطام الصخري الذي يغطي وجه المنحدر هنا يختلف في شكله ومظهره كل الاختلاف عن الحطام الصخري الذي يغطي أجزاء من الواجهة الجنوبية المطلة على السبخة . ففي الأخيرة يتكون من كتل صخرية يدل مظهرها على حداثة تساقطها وتدحرجها . وهي في معظمها كبيرة الحجم ، وتحيط بها كتل أصغر مغبرة متآكلة هي بقايا لكتل أقدم أصابتها التجوية بفعلها وفتّتتها وأعدّتها للسفى بواسطة الرياح . والرياح في هذه الواجهة الجنوبية المطلة على أرض السبخة الفسيحة تعمل حرة طليقة ، ولذلك ففعلها كعامل نحت واكتساح أظهر وأبعد أثراً بكثير منه على الجانب المظاهر حيث يعرقل عملها ، بل وتوقفه أحياناً بيئة التيه المضرسة التي تحاذيها ، ومن ثم فهي هنا ترسب على قاع الوادي التالي أكثر مما تنحت وتكتسح .

وبينما الرياح تخلي واجهة المنحدر المشرفة على السبخة من الفتات الصخري الدقيق ، وتكتسح أولاً بأول ما تستطيع حمله أو دفعه أو دحرجته من مكونات الاسكرى ، فيظل جزء كبير من الواجهة مكشوفاً معرضاً للتجوية ، نجدها تعجز عن فعل ذلك على الواجهة المظاهرة التي تتغطى حتى قرب قمتها بحطام صخري خشن يزداد سمكاً بالاتجاه نزلاً . وهذا هو السبب في تطور شكل هذا المنحدر إلى الهيئة العادية للمنحدرات التي تبدو محدبة في أعاليها ، ومستقيمة في أواسطها ، ومقعرة عند أسافلها .

فعملية التجوية نشطة نوعاً في الجزء العلوي المكشوف الذي يتراجع باستمرار بينما الأجزاء الأخرى مجال للترسيب ، خصوصاً مع ضعف تأثير الرياح هنا كعامل نقل ، فيتعطل تراجعها .

والحطام الصخري الذي يفترش وجه المنحدر الشمالي قديم بني اللون داكن ، ويتركب من حبيبات رملية خشنة ومتوسطة متماسكة في هيئة شرائح مستطيلة متفاوتة الطول (٢٠ — ٥٠ سم) والعرض (١٥ — ٢٥ سم) والسمك (٥ — ١٠ سم) . بعضها منفصل منفرد ، والبعض الآخر ما يزال ممسكاً بوجه المنحدر . ولا يشك في معاناته لتجوية طويلة الأمد ، فهو يمثل مخلفات لكتل صخرية كبيرة استجابت معظم مكوناتها لعمليات تجوية ميكانيكية (التقشر والتفكك بتتابع الحرارة والبرودة) وكيميائية (الإذابة بفعل الندى) بطيئة . ويكاد يكون المنحدر الشمالي في حالة توقف تام باستثناء الجزء العلوي ، بينما المنحدر الجنوبي ، في حالة تراجع أنشط ومتوازي لحد كبير .

وحين نترك الحافة المطلة على المنخفض ونتجه شمالاً نجد تيهاً من الأرض الوعرة تمتد على مدى العصر في كل اتجاه . ويمكن للمورفولوچي أن يميز في هذا التيه عدداً من الأشكال الأرضية المختلفة . فالهضبة قد تمزقت إلى عدد هائل من التلال المتخلفة المتباينة الأشكال والأبعاد (شكل ١) : بعضها مستدير أو بيضاوي أو مستطيل شديد انحدار الجوانب ، وبعضها الآخر مخروطي أو مدبب القمة هين الانحدار . وهي تتزاحم متجاورة أو متقاربة أحياناً ، وتتباعد عن بعضها أحياناً أخرى .

وأكثر هذه التلال ارتفاعاً واتساعاً هي ما تتغطى قممها بطبقة سميكة من الحجر الجيري المندمج ، ومثلها قارة الغزالة التي تقع شمال قرية مراده بنحو ٣٠ كم .

وتظهر قارة الغزالة كأبرز مظهر تضاريسي تشاهده وأنت آت من

الشمال . ويبلغ ارتفاعها زهاء ٦٠ متراً فوق سطح الأرض المحيطة بها . ويغلب في تكوين جرمها الظاهر الصخر الجيري الناصع البياض . وسطح القارة تام الاستواء ، ويبدو في هيئة مستطيلة أقرب إلى البيضاوية (١٠٠٠ متر × ٦٠٠ م تقريباً) ، وهو صخري صلب بني اللون ، ويمثل سطح الطبقة الجيرية العليا (سمكها نحو ٢ متر) التي أصابتها التجوية وخلعت عليها لوناً بنياً . وترتكز هذه الطبقة على الصخر الجيري الناصع البياض أسفلها ، وتبرز هوامشها معلقة تنتظر دورها في التكسر والتساقط بفعل الجاذبية الأرضية . ويلي الطبقات الجيرية التي تكتنفها الفواصل تعاقب طبقي من الصخر الجيري والشيل الأخضر . وفي أسفل منحدر القارة تظهر الصخور الرملية .

ولا يختلف شكل منحدرات قارة الغزالة كثيراً عن شكل منحدرات الحافة المشرفة على السبخة . فالانحدار قائم في الجزء العلوي المكشوف ثم يأخذ في الاستقامة ويتغطى بالحطام الصخري الذي تتضاءل أحجام مكوناته نزلاً حتى نصل إلى حضيض القارة حيث تتوزع المفتتات الدقيقة ويأخذ المنحدر شكله المقعّر . ويضطرب هذا النظام هنا وهناك حينما تبرز الطبقة الجيرية البيضاء الصلدة المقاومة ، فوق طبقة من الشيل الأخضر الهش ، ويحدث هذا ابتداء من أواسط المنحدر نحو أسافله .

وحين نرقى سطح القارة وننظر في كل اتجاه نشاهد معظم المظاهر الجيومورفولوچية التي يمكن أن نصادفها في الصحاري . فكل ما تبقى من السطح الأصلي للهضبة الصحراوية يتمثل في كتل صخرية عمدانية تتميز بأسطح منبسطة مستديرة الشكل أو مدببة ، ذات جوانب شديدة الانحدار ، تنتهي في كل الحالات بمنحدرات سفلى مقعرة . وقد تحتشد هذه الأشكال متجاورة ومتفاوتة الأحجام والارتفاعات وقد تتباعد عن بعضها ، فتتاح الفرصة لظهور البيئة الحوضية المدرجة . وهنا ينحدر السطح في سلسلة من المصاطب المتعاقبة تمتد حافاتها في هيئة أقواس تحيط

بمنخفض ضحل تكسوه الرمال الدقيقة ، وقد تزركشه كتل نباتية متفرقة . وهنا وهناك يبرز المظهر الجيومورفولوچي في هيئة كويستات نرجىء مناقشتها لدراسة مستقلة .

الجانب الغربي :

وحين نتجه إلى الغرب نجد الحافة المشرفة على السبخة مسننة ومقطعة . ونرى هامش الهضبة وقد مزّقته الأودية الخانقية المتباينة الاتساع والعمق إلى عدد كبير من القور والألسنة الصخرية التي تبرز هنا وهناك محتضنة أجزاء من السبخة . ولقد تستقيم الحافة في بعض المواضع في هيئة كويستات كما هي الحال في الجانب الشمالي نشير إليها فيما بعد .

ولا يختلف المظهر الجيومورفولوچي لهذا الجانب الغربي عن الجانب الشمالي . فمنحدرات أجزاء الحافة المشرفة على السبخة شديدة الانحدار



شكل (٧) جزء من الحافة الغربية : القسم العلوي من المنحدر جيري مكشوف ، وفيه (أعلى الصورة جهة اليمين) يظهر مدخل لكهف . ويبدو المنحدر المستقيم مطموراً تماماً بالرواسب .

أو قائمة في أعاليها ، ومستقيمة في أواسطها ، وهينة الانحدار مقعرة في أسافلها . والحطام الصخري خشن فوق المنحدر المستقيم دقيق الحبيبات فوق المنحدر السفلي . ويبدأ الأخير بتغير فجائي في درجة الانحدار حيث يبدأ سطح البديمنت الذي قد يظهر مكشوفاً عاري الصخر ، وقد يتغطى بغطاء رقيق من الرمال المتوسطة الحبيبات ومنه الى البجادة ثم إلى مسطح السبخة . وفيما وراء الحافة نشاهد نفس التيه المهلهل والأرض الوعرة المضرسة والمرصعة بعشرات القور المتباينة الأشكال والأحجام. وهنا وهناك يبدو المظهر الحوضي المدرج بوضوح .



شكل (٨) القسم العلوي من الجبل الأسود .
تعلو التل المتخلف طبقة من الصخور الرملية الحديدية الداكنة اللون . وقد انتثر ما تآكل منها من حطام فوق منحدرات التل ومن حواليه لمسافة تصل إلى نحو ٢ كم !!

والتتابع الطبقي الصخري للحافة والقور يماثل ما وجدناه في الجانب الشمالي . وأكثر القور ارتفاعاً ما توج قممها حجر جيري مندمج . وتشذ عن ذلك القارة السوداء التي تعرف محلياً بالجبل الأسود والتي تقع قرب موقع الطرفيات ، إذ تعلوها طبقة من صخر رملي لونه بني داكن أو مسود ، يتركب من حبيبات مندمجة ما هي إلا عقد سليكية وحديدية نرى أنها قد تخلفت عن تجوية الصخور الجيرية . وتظهر

تلك الطبقة العليا في شكل قلنسوة القسيس السوداء وترتكز على عنق جيري قائم الانحدار، تنتشر أسفله على أكتاف القارة ومنحدراتها الوسطى الهينة نوعاً كميات ضخمة من الحطام الصخري المشتق من تآكل تلك الطبقة. ومن ثم يبدو جرم القارة من بعيد وكأنه بركان بازلتي خامد أسود اللون يبرز في وقار القسيس بثوبه الكهنوتي وسط رعية من القور الفاتحة اللون (شكل ٨).

وتبدو الطبقة الرملية مقعرة السطح في هيئة ثنية مقعرة ضحلة. وإذا ما تصورنا الشكل الأصلي لسطح الهضبة قبل أن تصيبها التعرية بفعلها، وافترضنا وجود تجويف ضحل بها في هذا الموضع وحواليه، إذن لسهل علينا فهم تكوين تلك العدسة الجيولوجية الصخرية من نتاج التعرية في صخر جيري. ولا شك أن هذه الطبقة المحدودة الأبعاد حالياً كانت أكثر اتساعاً، يدل على ذلك كمية الحطام الصخري الضخمة المشتقة منها والتي تناثرت فوق منحدرات القارة وفوق قيعان الأودية المحيطة بها.

الجانب الجنوبي :

وحينما نترك الجانب الغربي ونتجه جنوباً نعبر سلسلة من القور المستطيلة التي تأخذ اتجاهاً عاماً غربياً شرقياً، ومنها قارة المسلة، وننتهي إلى سبخة منعزلة هي سبخة الحيره، التي تحدها جنوباً وغرباً حافة شبه متصلة تمثل واجهة لحافة صخرية ينحدر سطح ظهرها انحداراً هيناً نحو الجنوب لا يتفق مع ميل الطبقات الصخرية الذي يأخذ اتجاه الشمال. وما تلبث الأرض بعد ذلك ان ترتفع بالتدريج صوب الجنوب حيث تبلغ ارتفاعاً يتراوح بين ١٥٠ — ٢٠٠ متر في منطقتي الراقوبة وزلتن حيث يقع حقلان للبترول تابعان لشركة إسو، ويوجدان في منخفضين تكتنفهما الحافات العالية.

وحين نرقى قمة الحافة الصخرية التي تشرف على سبخة الحيره،

ونوجه أنظارنا جهة الشرق والجنوب نشاهد بحاراً من الرمال المموجة. ولا يقطع هذا المظهر الجيومورفولوجي العام سوى بعض من التلال المتخلفة المتباعدة عن بعضها تطل بروؤس صغيرة في معظم الأحيان. وهي تبدو حينئذ أشبه بمخروطات مدببة القمم حين يغطيها غطاء رقيق من حبات الرمال، وأشبه بأكوام الغلال حين تنطمر برمال كثيرة تخلع على جوانبها الانحدار الهين السهل. وتشذ عن ذلك قارة زعموط الرحيّ المستطيلة المنبسطة السطح، وكذلك قارة زعموط بوخريص المستديرة الشكل (شكل ١).

من هذا نرى أن حافة المنخفض من جهة الجنوب غير واضحة المعالم. فظواهرها تنطمر أسفل غطاء ضخم من الرمال. ويحدث تراكم الرمال وتتكون الكثبان الرملية حيث تصطدم الرياح بعقبات في طريقها، أو حيث تتسع مجالات هبوب التيارات الهوائية، وتلك شروط تتوافر في الجانب الجنوبي من المنخفض. وما تلبث الرمال أن تنتشر وتتوزع فوق مساحة شاسعة على شكل غطاء مموج، أو قد تصير الرمال إلى تلال أو إلى سلاسل من التلال الرملية.

وتظهر فوق سطح الغطاءات الرملية أشكال صغيرة نسميها بالتموجات الرملية والحافات الرملية. وهي تبدو بهيئة عروق صغيرة بارزة يتراوح ارتفاعها بين ٥ – ١٠ ملم، وتفصلها عن بعضها خطوط غائرة. وقد تمتد متوازية أو قد تتقطع إلى أجزاء صغيرة أو قد تتوزع وتتشابك حين تحل فجوات محل الخطوط الغائرة فتنتظم الحافات أو العروق حينئذ في هيئة شبكيّة، ويصبح المظهر المورفولوجي للمنطقة كورقة شجرة أو ريشة طائر. وهي على أي حال أشكال عابرة زائلة، إذ أنها تتحرك وتغير مواضعها مع هبات الرياح وقد تتلاشى تماماً. وفي نشأة هذه الاشكال الصغيرة نرى أنها تتكون بسبب اختلاف كثافة حبات الرمال وعدم التجانس في أحجامها والتباين في درجة تحركها، ثم عن طريق هبوب

الرياح في شكل دفعات أو هبات متقطعة .

ويتميز القسم الشرقي من بحر الرمال هذا بوجود نطاق كبير من سلاسل الكثبان الرملية المتوازية التي تمتد في اتجاه عام من الشمال الشرقي نحو الجنوب الغربي . وإذا ما كانت الرياح الشمالية الغربية هي السائدة في المنطقة ، وهي بطبيعة الحال المسؤولة عن تكوين هذه السلاسل من الكثبان ، فإنها حينئذ تدخل ضمن نمط الكثبان العرضية أو المستعرضة . وقد أمكن الاستدلال على اتجاه الرياح من دراسة منحدرات الكثبان . فمنحدراتها المواجهة للشمال الغربي (من حيث تأتي الرياح) هينة الانحدار (بين ٥ — ١٠°) بينما تنحدر جوانبها المظاهرة لهذا الاتجاه انحداراً شديداً في البداية ، ثم يتلو ذلك انحدار هين نوعاً بزوايا تتراوح بين ١٠ — ٢٠° كما أن هنالك بدايات للتحول إلى شكل البرخان في بعضها حيث نجد انحناءات عند الأطراف تجاه الجنوب الشرقي . أما قمم الكثبان فتبدو في هيئة أقواس فسيحة محدبة (شكل ١) .

الجانب الشرقي :

تحد المنخفض من ناحية الشرق حافة شديدة الوضوح أقل تسنناً وتعرجاً بكثير من الحافتين الشمالية والغربية وهي تبدو متصلة مستمرة فيما عدا بعض المواضع التي تقطعها وديان جافة خانقية عميقة شديدة انحدار الجوانب . وفي تلك المواضع تظهر بعض القور المتخلفة عن عملية التقطيع . وتبدو الحافة أيضاً متناسقة الارتفاع ، وتمتد بهذا الشكل المتصل المتجانس المستقيم زهاء ٤٠ كم . وينتهي طرفها الشمالي الغربي بأرض مضرسة ، وحينئذ ندخل مرة أخرى في نطاق الجانب الشمالي من المنخفض حيث نجد البيئة الممزقة التي سبق وصفها . وسنعرض لمناقشة هذه الحافة عند الكلام عن ظاهرة الكويستا .

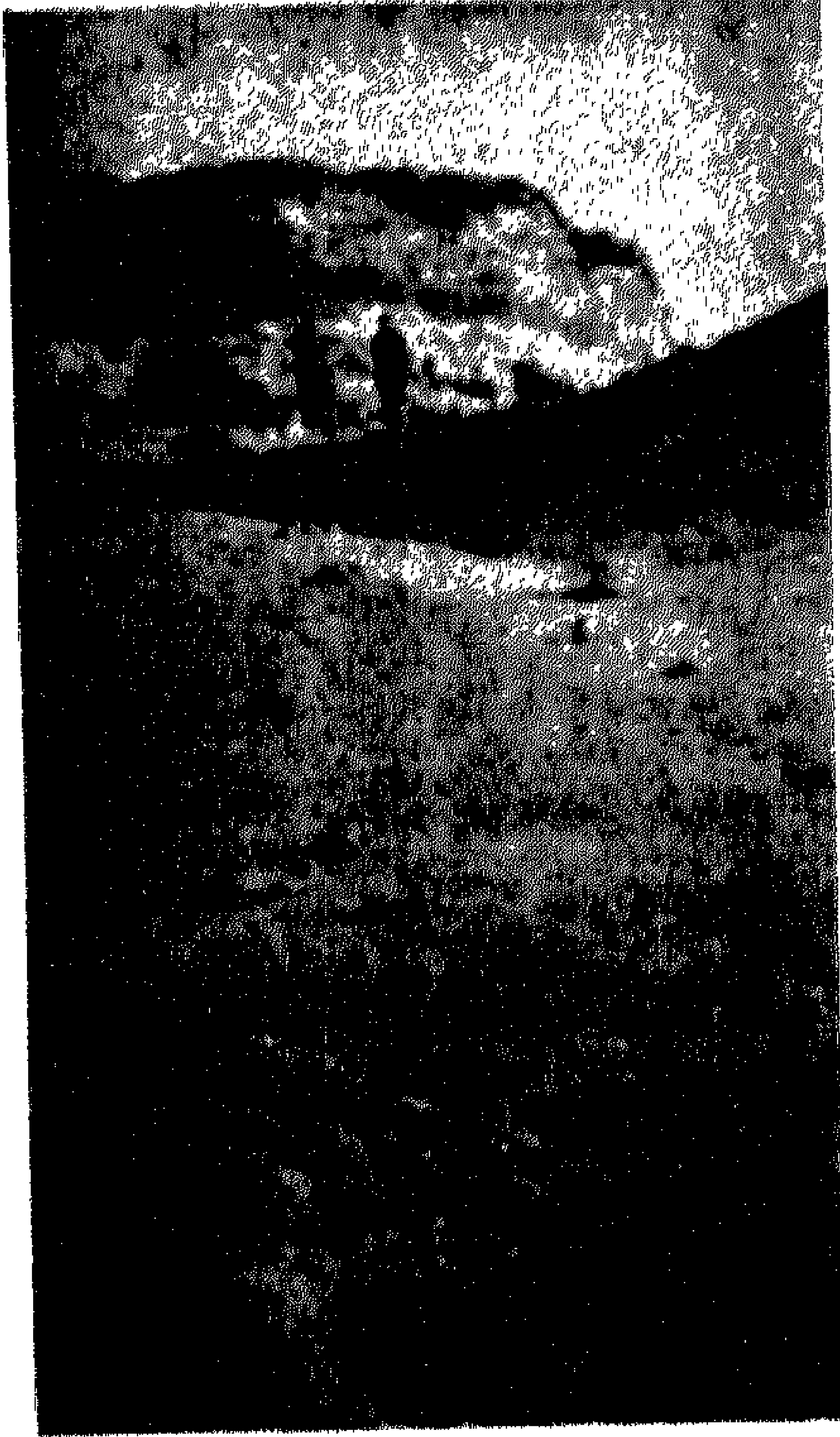
الاودية الجافة



شكل (٩) : جزء من الحافة الشرقية .
تبرز الطبقة الجيرية العليا الصلدة في هيئة مظلة « حجفا » ، أسفلها المنحدر القائم (صخر جيري لين نوعاً وناصع البياض) ، ويبدأ المنحدر المستقيم عند أقدام الرجال الثلاثة . وتبدو في مؤخرة الصورة جهة اليمين قارة مستوية السطح من القور التي ترصّع أرض السبخة .

نحن نعتقد أن التقطع الشديد الذي أصاب هوامش الهيئة الميوسينية المشرفة على المنخفض خاصة من الشمال والغرب إنما يرجع في معظمه لفعل الماء الجاري في عصر مضى . وليس من السهل تتبع مجاري تلك الأودية القديمة في وقتنا الحالي ، كما قد تعذر العثور على مدرجات تكتنف جوانبها ، نظراً لأن معظم معالمها قد انطمس بفعل الرياح . ومع هذا فمن الممكن التعرف على أجزاء من تلك المجاري الجافة في أكثر من موضع . مثال ذلك فيما بين قارتي حصين الرجيلي والبيضا على جانبي الطريق القديم الذي يصل مراده بالعقيلة ، وفي النطاق المحيط بقارة المِطْر في الغرب ، وعند التقاء الحافة الشرقية بالجانب الشمالي .. (انظر الخريطة شكل ١) . وهي جميعاً تتخذ اتجاهات شمالية جنوبية أو غربية شرقية أو فيما بين هذين الاتجاهين .

وحينما نشاهد نسيج هذا التقطع المتقارب لهوامش الهضبة المطلة على المنخفض بل والمزدحم في كثير من الأحيان ، ونرى تلك الأودية العميقة المسطحة القيعان الشديدة انحدار الجوانب الصخرية ، فإنه لا تفسير لذلك إلا القول بأن المنطقة قد أصابها المطر في عصر سالف . ونحن لا نقصر تأثير الأمطار والمجاري المائية القديمة على تقطع هوامش الهضبة المشرفة على المنخفض فحسب ، بل إننا نعتبرها من العوامل الرئيسية المسئولة عن حفر منخفض مراده ذاته .



شكل (١٠) : في أعلا الصورة حيث يقف الأخ صميدة وسائق السيارة يقع مخرج واد خانقي جاف . وفي مقدمة الصورة تظهر شبكة جداول الندى والرشح ، وهي من بين العوامل المسئولة عن استمرار تشكيل منحدرات هوامش منخفض مراده . وفي وسط الصورة تظهر الكتل الصخرية المتدحرجة على منحدر البديمنت .

ولقد سبق لي أن عرضتُ رأياً في الفصل الثاني من كتاب العصر الجليدي (١٩٦٦ ، ص ٣٢ وما بعدها) ، ذلك الرأي الذي يسهل لنا فهم الكثير من مثل هذه الظاهرات الجيومورفولوجية المربكة في تفسيرها ، وفيه نفترض مع بيدل « أن الذبذبات المناخية التي حدثت أثناء عصر البلايوستوسين قد صحبها تزحزح في النطاقات المناخية ، وبالتالي تزحزح فيما يتصل بها ويصحبها من حياة نباتية وعمليات جيومورفولوجية ومناخية . فالتحول

المناخي إلى البرودة على وجه الأرض يعني بناء على ذلك أن كل النطاقات المناخية تتقدم أو تتزحزح تجاه الدائرة الاستوائية ، كما يعني التحول إلى الدفء أن النطاقات المناخية تتراجع تجاه القطب » .

وبناء على هذا الرأي الذي عززناه مؤخراً بآراء تضمنها بحث عن «عصور المطر في الصحراء الكبرى ... » (١٩٧١) ، كان نطاق مناخ البحر المتوسط المثالي الذي ينحصر حالياً بين دائرتي العرض ٣٢° — ٤٥° ش كان يتزحزح جنوباً وينضغط بين دائرتي العرض ٢٨° — ٣٦°ش . معنى هذا أن منطقة منخفض مراده التي تقع إلى الشمال من دائرة العرض ٢٩°ش ، كانت أثناء الفترات الباردة أو الجليدية الشمالية تدخل ضمن نطاق مناخ البحر المتوسط آنذاك ، وكان يصيبها قدر من المطر الشتوي يعادل ما يصيب دائرة العرض ٣٣° ش في وقتنا الحاضر على وجه التقريب ، أي قدر ما يتساقط على بلدة مثل توكره الواقعة على خط عرض ٣٠َ ٣٢° شمالاً (شمال شرق بنغازي قرب الساحل) ، وهو قدر يناهز ٤٠٠ ملم . وبالتالي كان نطاق المنخفض يقع تحت تأثير عمليات وقوى جيومورفولوجية مناخية تختلف عن مثيلاتها في العصر الحاضر ، وبالتالي قد عانى من فعل وتأثير التعرية المائية الشيء الكثير .

وحين ننظر إلى الشكل رقم (١) المرفق بالبحث الخاص بعصور المطر الآنف الذكر ، ونتابع خط الرطوبة الخاص بنطاق شمال وسط الصحراء الكبرى (جنوب الجزائر وليبيا ومصر فيما بين دائرتي العرض ٢٥° — ٣٠° ش) نرى سلسلة طويلة متتابعة من فترات المطر والجفاف ابتداء من عصر البلايوسين وعبر البلايوستوسين وحتى نهاية القسم الأول من الهولوسين . وقد عثر على آثار جيولوجية ومورفولوجية وبيدولوجية في جهات من ليبيا داخل هذا النطاق من العروض تشير كلها إلى حدوث فترات مطيرة استمرت من الزمن الثالث الحديث حتى الزمن الرابع .

وما تزال فترات المطر في البلايستوسين الأسفل تعوزها بعض الأدلة ، ولكن ليس من شك في حدوث فترتين مطيرتين شديدتي الوضوح في نطاق العروض هذا (بين ٢٥°ـ ٣٠° شمالاً) الذي يقع في جزئه الشمالي إقليم منخفض مراده (خط عرض ٢٩° شمالاً) تعاصران فترتي الجليد ريس ، وڤورم. كما أمكن التعرف على فترة مطر أخيرة حدثت في الفترة الزمنية التي يسميها المتخصصون في الآثار وفي الجغرافيا التاريخية «العصر الحجري الحديث» (تاريخه في مصر ٥٠٠٠ ق.م) ومن بعد ذلك حلت ظروف مناخ الصحراء الحالية بعملياتها الجيومورفولوچية المعروفة.

معنى هذا أن تشكيل سطح النطاق الصحراوي الذي يقع فيه منخفض مراده قد عانى خلال فترة طويلة شملت الزمن الرابع كله وامتدت إلى القسم الأخير من سابقه من تأثير نوعين من العمليات الجيومورفولوچية المناخية في أثناء سلسلة من الفترات المتعاقبة : نوع يسود الآن إقليم البحر المتوسط الذي يتميز بصيفه الحار الجاف وشتائه الدفء المطير ، والنوع الآخر يسود منطقة المنخفض ذاته في وقتنا الحالي وهو المناخ الصحراوي الجاف المتطرف الحرارة.

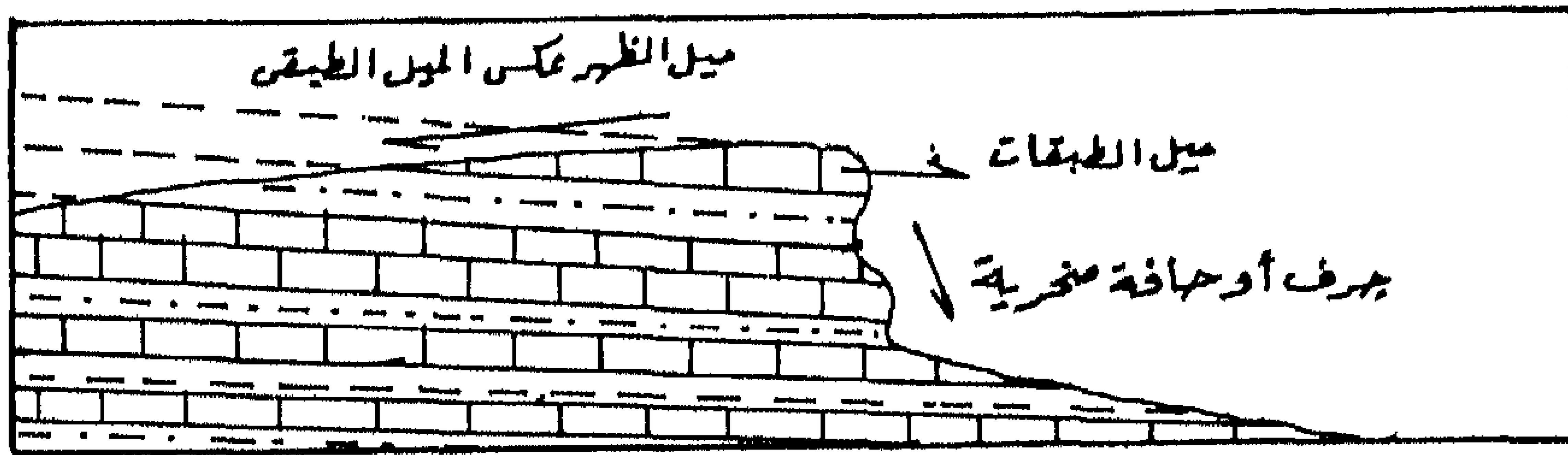
وفي أثناء الفترات المطيرة كانت الأودية تجري بالمياه ولو فصلياً. وكان جريانها سريعاً بل وفي هيئة سيول. وهذا النمط من الجريان تسمح به طبيعة التضرس في المنطقة من جهة ، وطبيعة تساقط المطر الشتوي من جهة أخرى ، فهو يهطل في هيئة وابل. يضاف إلى ذلك أن الهطول يأتي في الشتاء عقب صيف حار جاف أثناءه تتشقق الصخور وينحل تماسكها من أثر التجوية الميكانيكية. وتأتي الأمطار والسيول بعنفوانها فتجد بيئة صخرية قد سبق إعدادها للنحت والاكتساح فيعظم أثرها في تعرية المنطقة. وإذا كنا الآن لا نجد واضحاً من شبكة الأودية سوى أجزاء يسيرة ، فإنما يرجع سبب ذلك إلى انطماس كثير من معالمها بالرمال ،

وبفعل التعرية الهوائية التي استطاعت تحويل قسم عظيم من هوامش الهضبة في الشمال والغرب من المنخفض من بيئة الأودية إلى بيئة الأحواض الضحلة التي تكتنفها الحافات المقطعة وتزركشها التلال المتخلفة .

الكويستات

كلمة كويستا **Cuesta** كلمة أسبانية تستخدم في الجيومورفولوجيا للدلالة على تل أو شكل أرضي يتألف من منحدر شديد عكس ميل الطبقات يسمى بحافة أو واجهة الكويستا **Cuesta Scarp** ، ومن منحـــدر سطحي هين الانحدار يمتد مع ميل الطبقات يمكن تسميته بمنحدر الميل الطبقي **dip-slopo** أو ظهر الكويستا .

ومهما اختلفت عوامل تكوين الحافات ، فينبغي أن نقصر استخدام كلمة كويستا على الشكل الأرضي الذي يتميز بالخصائص السالفة الذكر . ولا شك أن كل الحافات التي تكتنف منخفض مراده قد أنشأتها عمليات واحدة . ولكننا نستبعد كل أجزاء الحافة الجنوبية وبعض من اجزاء الحافة الغربية المشرفة على السبخة من مفهوم الكويستا كشكل أرضي حتى ولو كانت انحدارات أسطح ظهورها تميل في اتجاهات معاكسة لاتجاهات انحدارات واجهاتها ، وهذا ما لاحظناه في بعض المواضع (شكل ١١)



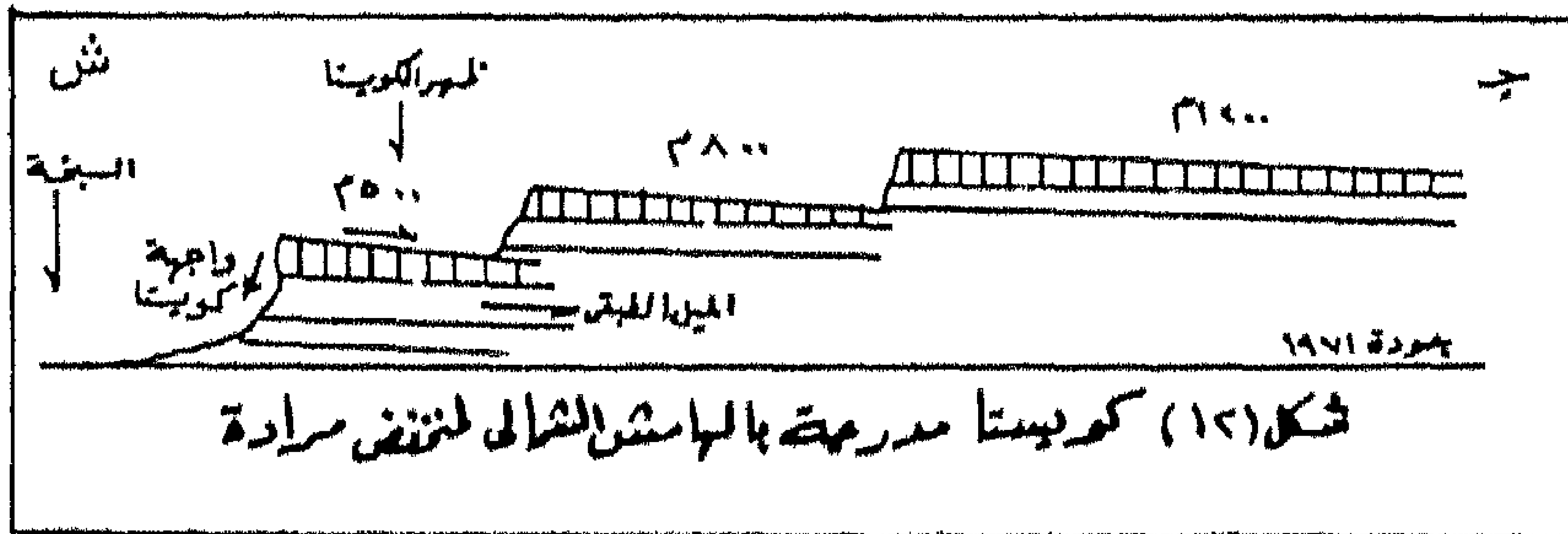
شكل (١١) الحافات الصخرية المطلة على سبخه مراده كما تبدو في بعض اجزاء الجانب الجنوبي للمنخفض

وهذه يمكن أن نطلق عليها تعبير الجروف أو الحافات الصخرية .

ويمكن القول عامة بأن كويستات إقليم مراده قد نشأت ونمت نتيجة لتأثير أنماط من عمليات التعرية والتجوية في طبقات صخرية متعاقبة ومتفاوتة الصلابة والمقاومة ، وتميل هذه الطبقات ميلاً هيناً (بين ٣°– ٤°) صوب الشمال ، وتتركب من صخور جيرية تتعاقب مع صخور الشيل والصخور الرملية . وينبغي أن نشير إلى أن تشكيل الكويستات ما يزال مستمراً ، وإن كان يسير بصورة بطيئة تحت ظروف المناخ الجاف الحالي . ونحن نشاهد في كل مكان أسفل واجهات الحافات كتلاً صخرية محطمة ، وأخرى ما تزال معلقة على قسم أو آخر من منحدر الواجهة تنتظر دورها في التدحرج والسقوط .

ومن السهل تتبع عدد من الكويستات في نطاق الهامش الشمالي : بعضها منفرد والبعض الآخر يبدو بهيئة مدرجة . واذا تغاضينا عن التقطيع الشديد الذي أصاب ظهورها فإنها تبدو بالشكل رقم (١٢) كما يتضح إلى الشرق من قارة البيضا ، وإلى الشرق أيضاً من قارة المطر (انظر الخريطة شكل ١) .

وقد سبق أن ذكرنا أن المنخفض يحده من جانبه الشرقي حافة صخرية متصلة متناسقة الارتفاع . ونحن نعتبرها واجهة لكويستا ضخمة . وتأخذ



شكل (١٢) كويستا مدرجة بالهامش الشمالي لمنخفض مرادة

تلك الواجهة اتجاهاً شمالياً غربياً – جنوبياً شرقياً فيما بين خطي طول ٢٦َ ١٩°– ٤٠َ ١٩° شرقاً ، وينحدر سطح ظهرها انحداراً هيناً متناسقاً صوب الشمال متفقاً مع اتجاه الميل الطبقي حتى حضيض واجهة أخرى أقل وضوحاً .

ويمكن تقسيم الواجهة إلى ٣ أقسام : قسم متصل مستقيم تقريباً ، يمتد فيما بين خطي طول ٢٦َ ١٩°– ٣٢َ ١٩° شرقاً ، وقسم آخر يليه في اتجاه الجنوب الشرقي يفصله عن القسم الثالث والأخير وادي جاف خانقي . ويتميز القسمان الأخيران بالتقطع بواسطة عدد من الأودية الجافة الخانقية .

وتتصف واجهة الكويستا في معظم أجزائها وعلى امتداد طولها بوجه عام بانحدار شديد قائم في قسمها العلوي الذي يتركب من صخور الجير التي تكتنفها الفواصل وصخور الشيل (أسفل الجير) ، وهذا هو القسم الذي يمثل الوجه المكشوف من المنحدر ، وحافته العليا حادة وليست مستديرة محدبة . ويلي الوجه المكشوف إلى أسفل قسم مطمور بالحطام الصخري ونسميه بالوجه المطمور وهو يمثل المنحدر المستقيم ، وتصل درجة انحداره حتى ٤٠° . وعند أسفله نجد تغيراً فجائياً في درجة الانحدار فنشاهد ما يشبه مصطبة تنحدر انحداراً هيناً على امتداد مسافة تصل في بعض المناطق إلى نحو ٢٠٠ متر حتى أرض السبخة المنبسطة المستوية ، وهو القسم الذي يبدو مقعراً في أسفل الواجهة والذي يدعوه الجيومورفولوجيون بأسماء مختلفة منها البديمنت **Pediment** .

وينحدر ظهر الكويستا انحداراً هيناً في اتجاه الميل الطبقي العام نحو الشمال حتى نهايته في أسفل حافة أقل وضوحاً في الشمال الشرقي خارج نطاق الخريطة . وعلى الرغم من أن ظهر الكويستا مقطع إلا أنه أقل تمزقاً بكثير من الهوامش الشمالية والغربية من المنخفض . وهنا أيضاً تظهر

البيئة الصحراوية الحوضية في كثير من الجهات . ومن الممكن تتبع عدد من الأودية الجافة أظهرها الوادي الخانقي الطويل الذي يتجه من الجنوب نحو الشمال وترفده مسيلات جافة كثيرة (في الشمال الشرقي خارج نطاق الخريطة) .

ظاهرة البديمنت

سبق أن ذكرنا الكثير عن الجزء السفلي المقعر عند حضيض منحدرات الحافات التي تحيط بسبخة مرادة . وهو في الجانبين الشمالي والغربي يبدو مقطعاً غير متصل بسبب تمزق الحافتين ، ولكنه في كل حالة يبدأ قطاعه العرضي من أسفل المنحدر المستقيم بتغير فجائي في درجة الانحدار ، ثم يصبح الانحدار هيناً لبضع عشرات من الأمتار . ويظهر الصخر عارياً ثم ينطمر تدريجياً بغطاء من الرواسب الدقيقة يزداد سمكه شيئاً فشيئاً إلى أن يصل إلى مسطح السبخة . والجزء المطمور من سطح البديمنت هو ما يمكن تسميته بالباچاده . ومنحدر البديمنت والباچاده (يطلق البعض كلمة بييدمونت Piedmont على الاثنين معاً) ضيق عند أسافل الحافات الشمالية والغربية ، لكنه يتسع عرضاً (حتى ٢٠٠ م) ويتصل امتداداً على طول الحافة الشرقية .

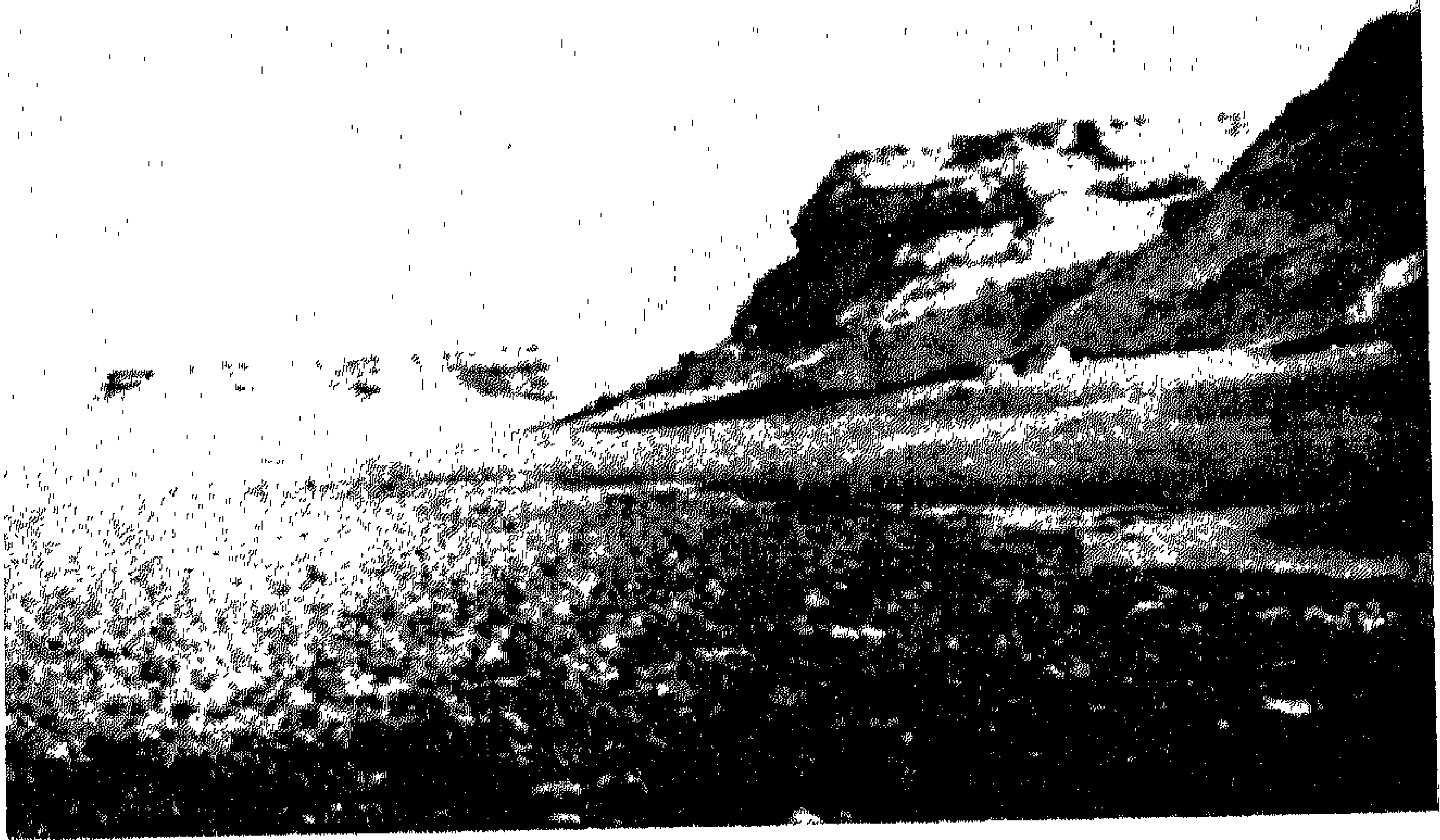
وتتعدد الآراء في كيفية نشوء البديمنت ، ويمكن إجمالها في ثلاث نظريات :

الأولى، تعزو النشأة إلى عملية تعرية أو تسوية جانبية بفعل الماء الجاري .

والثانية ، تؤمن بعمليات غسل وإزالة للمواد تتم بواسطة التعرية المائية الغطائية .

والثالثة ، ترجح التراجع المتوازي للمنحدرات بفعل عمليات التجوية لتفسير نشوء البديمنت .

وعلى الرغم من أن إقليم مراده قد عانى الكثير من تأثير التعرية المائية إبّان الفترات المطيرة إلا أننا نستبعد نظرية التسوية الجانبية بفعل المجاري المائية التي كانت تترنح من جانب لآخر حينما كانت تخرج من واجهات حافات الهضبة الأصلية وتقوم بعمليات التقويض السفلي عند حضيضها، ومن ثم تنشىء مراوح صخرية تتحد مع بعضها مكونة للبديمنت. فقد كان المنخفض في تصورنا يمتلىء بالمياه إلى أسافل الحافات، وإليه كانت تنتهي مياه المسيلات المائية، فيتوقف فعلها التحاتي. ولهذا فنحن نرجح نشوء البديمنت في إقليم مراده عن طريق تراجع المنحدرات بفعل التجوية الميكانيكية والكيميائية، ونرى أن سطح البديمنت يمثل منطقة عبور للمواد المتآكلة التي يتم نقلها حالياً بواسطة الجاذبية الأرضية والرياح وجداول الندى. وبهذا الفكر كان وصفنا التفصيلي لمنحدرات جميع الحافات المطلة على سبخة مراده كما سبق أن رأينا.



شكل (١٣) مخرج واد جاف من الحافة الشمالية (يمين الصورة)، وقارة (مؤخرة الصورة). وفي مقدمة الصورة يظهر جزء من السبخة مغطى بصحائف الأملاح المتصلبة التي غلّفت بغشاء من الغبار. لاحظ منحدرات الحافة والقورة.

مورفولوجية السبخة

حين نصعد فوق قارة من القور التي ترصع السبخة أو فوق مرتفع من أجزاء الحافات التي تشرف عليها ، نشاهد السبخة أشبه بسهل فسيح تام الاستواء . وتبدو بلون بني داكن نوعاً ، يأخذ في الاصفرار تجاه الهوامش الرملية . وهنا وهناك تظهر مزركشة بقشور ملحية ناصعة البياض . وأملاح السبخة خليط من كلوريدات المغنسيوم والبوتاسيوم والصوديوم (ملح الطعام) وكبريتات الكالسيوم (الجبس) . ويكثر وجود أملاح المغنسيوم والبوتاسيوم في القسم الشرقي من السبخة وهو أكثر أجزائها انخفاضاً ، بينما يكثر وجود الهالايت (كلوريد الصوديوم) والجبس في القسم الغربي منها .

وتنتظم سبخات مراده في هيئة شريط عريض يمتد امتداداً عاماً من الحافة الشرقية إلى الحافة الغربية ، وغير بعيد من حضيض الحافة الشمالية . ولا يحيد عن هذا الامتداد العام سوى سبخة الحيرة التي تقع متطرفة في الجنوب الغربي وتبعد عن امتداد الشريط السبخي الرئيسي بنحو ٨ كم ويفصلها عنه أرض مضرسة .

ويزركش أرض السبخة التي تمثل قاع المنخفض عدد من التلال المتخلفة بعضها منعزل ، مثل قارة الديابيّة ، أو محتشدة في مجموعات مثل قور الخفيف والدكر ، أو قد تبرز متجمعة متساندة في أحضان الحافات الشمالية والغربية مثل قور المزالة وحصيّن الرجيلي والمطر والطرفيات . وتصبح التلال المتخلفة أكثر ارتفاعاً بوجة عام قرب الحافات . ومع هذا نصادف تلالاً لا ترتفع لأكثر من بضعة أمتار فيما بين التلال العالية المجاورة للحافات . وهوامش الشريط السبخي إما أن تكون رملية أو صخرية ، وهي تبدو واضحة إلا حيثما تطمس معالمها الرمال الوفيرة .

وتتركب القور التي تبرز فوق أرض السبخة من طبقات صخرية أفقية تماماً من الجبس الصحائفي والمتبلور النقي ، يليها إلى أسفل طبقات من الشيل البني المصفرّ ، والشيل الرملي ثم الحجر الرملي الذي يكون قواعدها . وتبدو منحدرات القور شديدة قائمة في أعاليها ثم تستقيم أسفل غطاء من الحطام الصخري الذي يفترش أسافلها وأجزاء من محيطها على أرض السبخة ، وهي تتآكل بفعل التجوية الميكانيكية وتأثير الرياح كما أن فعل التجوية الكيميائية فيها أظهر من نطاقات الحافات الرئيسية نظراً لإحاطتها بأرض السبخة الرطبة التي ترشح دائماً بالمياه فيما حواليها (شكل ٢) .

وعلى الرغم من الاستواء العام الذي يبدو به سهل السبخة إلا أن السطح مضطرب . ومرد ذلك الى القشور الملحية التي تتراكم فوق بعضها مثلما تتراكم قطع الشقافة أو الفخار . وفي مثل هذه الأجزاء نجد سطح السبخة صلب ، والمياه في العادة لا تستطيع أن ترشح إلى السطح ، ولكن يكفي أن نحفر لعمق بضع سنتيمترات لكي نصل إلى تربة رطبة ، ولعمق بضع ديسيمترات لكي نصل إلى الماء (شكل ١٣) .

وفي الجهات التي أزيلت عنها صحائف الأملاح المتصلبة التي يقطعها سكان الواحة ويتخذونها مادة لبناء بيوتهم ، يظهر السطح قليل التموج ويبدو حينئذ في هيئة مسطحات ملحية رقيقة ملساء ، بيضاء أو مغبرّة ، وتحدها خمسة أضلاع أو ستة تبرز فوق مستوى المسطحات ببضعة ملليمترات ، وهي تشبه الأشكال الخماسية والسداسية الأضلاع التي نجدها في مناطق هوامش الجليد والجهات الباردة التي تتأثر بفعل الصقيع . وهي هنا ناشئة عن ترسيب الأملاح وتصلبها وتمددها أفقياً في اتجاهات متقابلة ، فلا تجد لها سبيلاً إلا البروز في اتجاه رأسي إلى أعلى (شكل ١٤) .

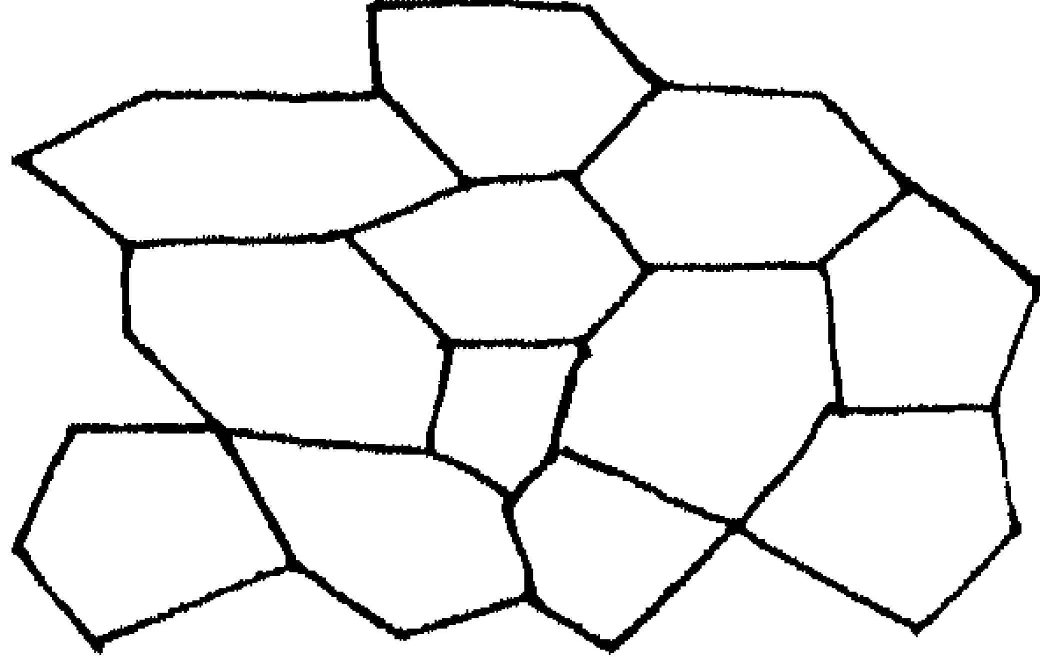


شكل (١٤) إزهار الأملاح في أشكال رباعية وخماسية ...

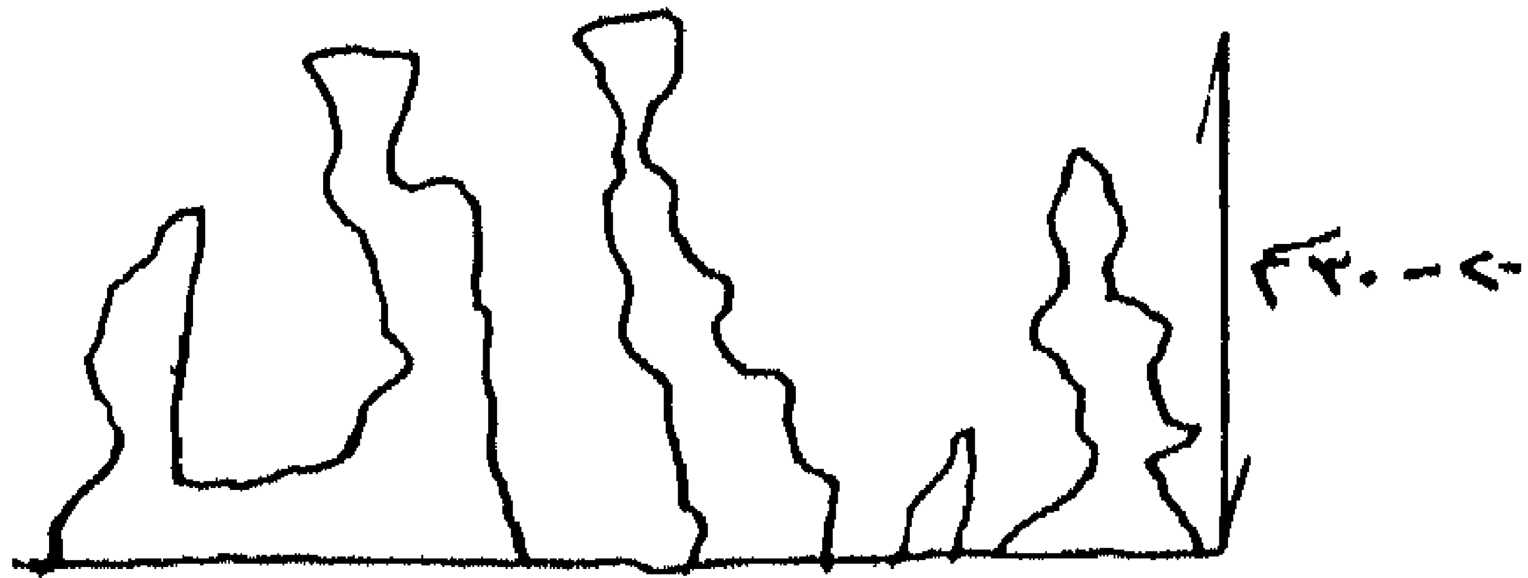
وما تزال تلك الأضلاع تواصل نموها صعداً ، بينما تتشقق المسطحات الملحية وتبرز هي الأخرى مكونة لأعلام منفردة يبلغ ارتفاعها بين ٢٠ - ٣٠ سم ، ثم تميل ويتكيء بعضها على البعض ، فيبدو حينئذ سطح السبخة وقد افترش بكميات هائلة من الصحائف الملحية المتزاحمة والمضطربة الأوضاع وهو مظهر سبق أن رآه ديزيو وعبد العزيز طريح ووصفاه بأرض أصابها سلاح المحراث (شكل ١٥).

والسطح في مثل هذه المناطق يصبح وعراً يستحيل اجتيازه بالسيارة (لاندروفر) ويرهق من يسير عليه أيما إرهاق.

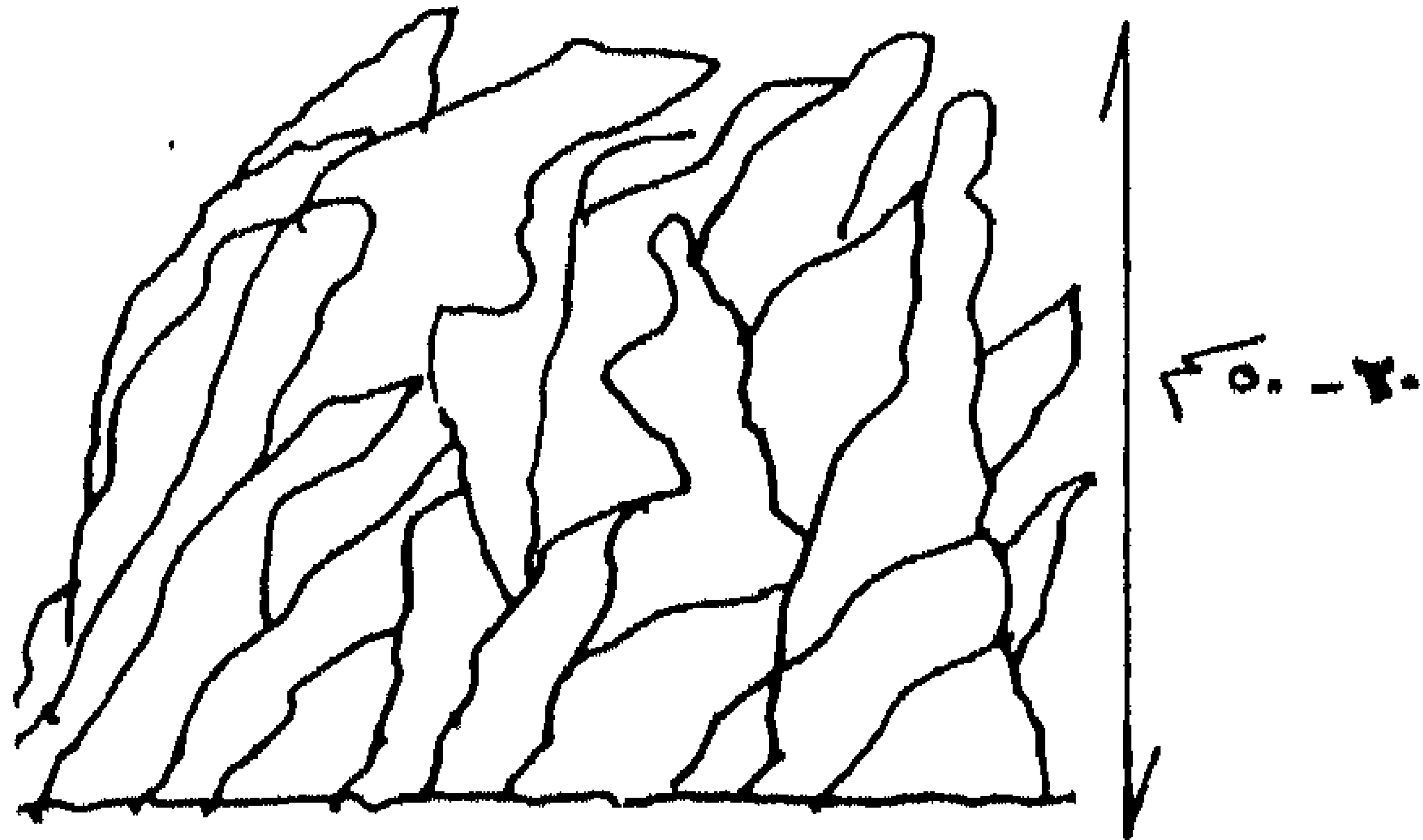
وهناك من المناطق ما يقرب سطحها من الاستواء التام ، وهنا نجد التربة رطبة ولينة ، ويرشح الماء من كل أجزائها ، والأملاح تظل ذائبة ولا تجد الفرصة للتصلب . وفي المناطق الأخرى الرطبة نجد السطح



إزهار الأملاح في أشكال خماسية وسداسية

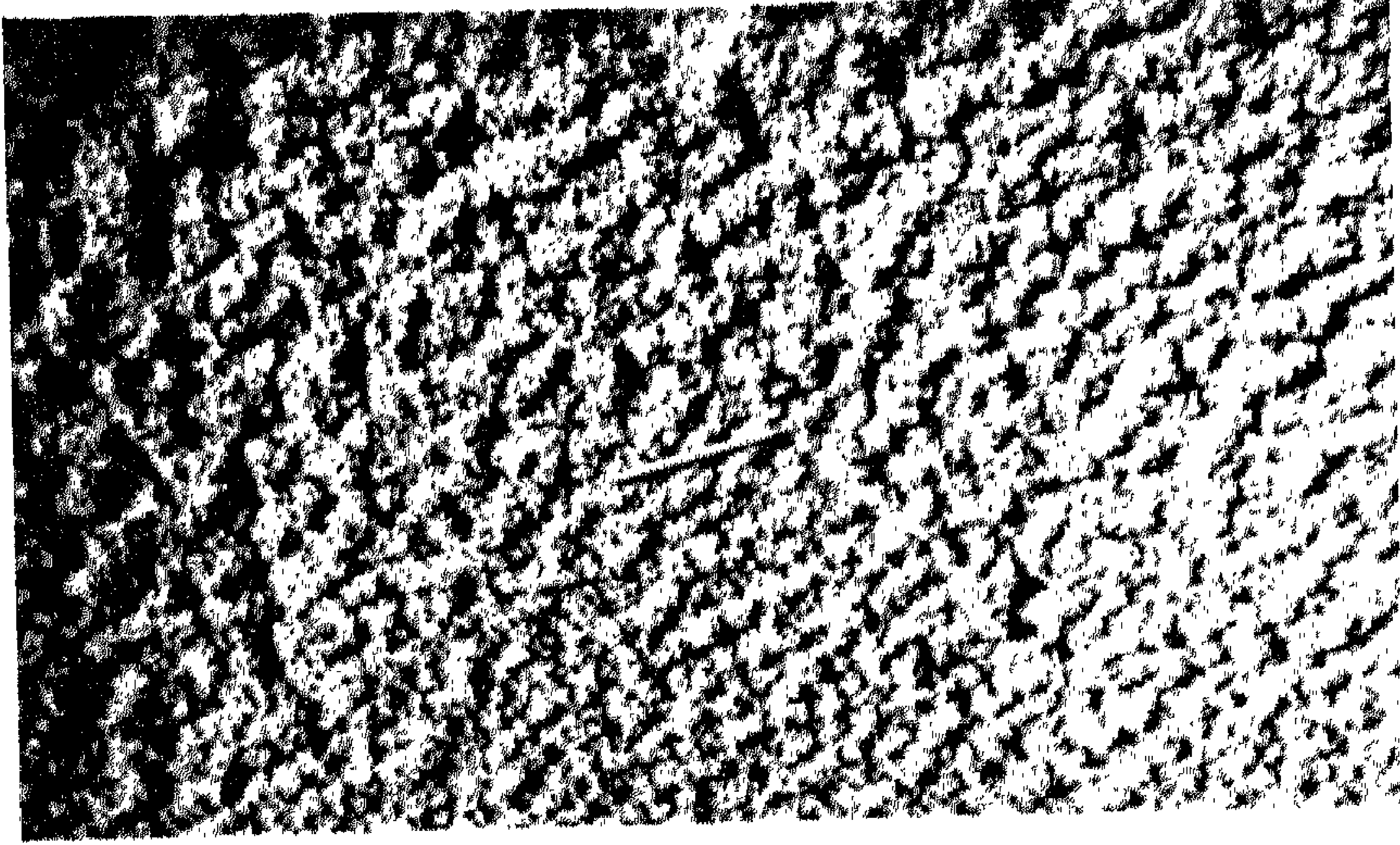


مرحلة متقدمة لتصلب الأملاح وبروزها في أعلام



المرحلة النهائية : تراكم البروزات الملحية فوق بعضها ، فتبدو أشبه بمساحات مضرسة من قطع الفخار وقد ركبت فوق بعضها في أوضاع مضطربة.

شكل (١٥) : مورفولوجية السبخة



شكل (١٦) إزهار الأملاح في هيئة قرص العسل ببعض أراضي سبخة مرادة .

مغطى بكرات ملحية صغيرة في حجم كرات لعبة الطاولة ، وهي لينة متلاصقة ، وقد غطتها الرياح بغشاء ترابي داكن ، وهو يبدو حينئذ أشبه بقرص العسل (شكل ١٦) .

ويمكن للمتجول فوق أرض السبخة أن يشاهد هنا وهناك حفراً وعيوناً طبيعية قمعية الشكل تزركش جدرانها بلورات ملحية بيضاء فيها لمحة من الزرقة السماوية الخفيفة البهيّة ، وحين تبلل يدك بمائها وتتركها لتجف يترسب على بشرة اليد غشاء من الأملاح البيضاء (شكل ١٧) . وتشذ عن هذه العيون المالحة عين واحدة تسمى عين الضهير ، فماؤها مستساغ رغم وجودها في قلب السبخة (انظر الخريطة شكل ١) ، وعندها تنمو في كومة رملية ثلاث نخلات قزمية تتشابك جذوعها ، وبعض الشجيرات الجافة .



شكل (١٧) : عين مالحة صافية المياه . لاحظ ظل الرجل في الماء الصافي والجدران المالحة البيضاء .

وسطح السبخة يخلو بطبيعة الحال من النبات إلا حيثما تراكمت الرمال حول عقبة ، فهذه تعتبر مصايد للرطوبة وتربة صالحة لنمو نباتي هزيل قد يكون نخلة قزمية أو بعض الأعشاب الخشنة . ويكثر النمو النباتي نوعاً في هوامش السبخة ويقترن وجوده أيضاً بالروابي الرملية .

وترتفع أرض السبخة جنوباً إلى سطح مموج يشرف عليها بحافة يبلغ ارتفاعها زهاء ٨ م . وعند هامشها المطل على السبخة توجد بقايا منشآت أقامها الإيطاليون لتحليل الأملاح وتنقيتها جزئياً . وعند حضيض الحافة تقع عيون تنساب منها المياه العذبة إلى أرض السبخة . وتأخذ هذه المصطبة في الارتفاع التدريجي إلى المنطقة السكنية الرئيسية في الواحة . وتحيط معظم المساكن بتلّ متخلف يدعى « بالجاره » التي تعلوها بقايا استحكامات دفاعية ، وعنها يحكي الأهالي قصصاً عن صمودها في وجه الغزاة منذ القدم .

وفوق هذه المصطبة الفسيحة المموجة تنتشر مزارع النخيل وقليل من المحصولات التقليدية حول بضع عشرات من العيون الطبيعية . والتربة بنية فاتحة اللون ، وحبيباتها رملية دقيقة إلى غرينية ، وتختلط بها هنا وهناك حبيبات حصوية . ويبدو أن سمك الرواسب المائية والهوائية يصل إلى ١٠ متر وأكثر ، ذلك أن أعماق الآبار قد تزيد على هذا القدر ، وتتركب القيعان والجدران من تلك الرواسب . وليس من شك في أن تلك المصطبة تمثل منسوباً للبحيرة القديمة (أنظر نشأة المنخفض في الصفحات التالية) التي كانت آخذة في الانحسار التدريجي صوب أعمق أجزائها أي نحو الشمال .



شكل (١٨) : استغلال أملاح السبخة : نتيجة للأبحاث الإيطالية حُدّدت منطقة في السبخة مساحتها ١٥ كم^{٢} وجد أنها تحوي تركيزات عالية من البوتاس . وفيها تمّ حفر شبكة من الحفر، كل منها مساحتها ٢ م^{٢} وعمقها ٥٠ سم . وإلى هذه الحفر كانت ترشح المياه المالحة من الطبقات الرملية والملحية السفلى . وفي خلال أسبوع ، وتحت تأثير ظروف الصيف الحار ، كانت الحفر تمتلىء بالأملاح التي كان يصل مقدار وزنها الصافي ٨٠ كيلوجرام من البوتاس من كل حفرة . وقد أنتج الإيطاليون ٢١,٠٠٠ طن عام ١٩٣٩ و ١٥,٠٠٠ طن عام ١٩٤٠، ثم توقف الإنتاج لظروف الحرب العالمية الثانية . ويقدر الاحتياطي الظاهر بمقدار ١,٦ مليون طن من أملاح البوتاسيوم المحتوية على ٤٠ ٪ أكسيد بوتاسيوم و٧,٥ مليون طن من كلوريد المغنسيوم . وعن طريق المجسات اتضح وجود طبقة ملحية سمكها ٨ م من الكلوريدات والكبريتات . لاحظ إحدى قور الخفيف في مؤخرة الصورة .

نشأة المنخفض

نحن نستبعد النشأة التكتونيـــة للمنخفض : فلا هو بغور انكساري Graben ، ولا هو بثنية التوائية مقعرة فسيحة هينة الميل والانحدار كما يدعي ديزيو . فكل الوسط الجيولوچي الذي يقع فيه المنخفض بما فيه الحافات المشرفة عليه من كل الجهات يتركب من طبقات صخرية تميل جميعها ميلاً هيناً نحو شمال الشمال الشرقي . ومن ثم فليس هناك تقابل في الميل الطبقي بحيث يمكننا أن نتصور ثنية التوائية مقعرة حوضية محلية تميل صوب محورها الطبقات الصخرية .

وفي الوقت الذي فيه نستبعد النشأة التكتونية لا ينبغي أن نهمل العامل الجيولوچي . فعلى الرغم من أن كثيراً من الجيومورفولوچيين يرجعون نشأة مثل هذه المنخفضات الصحراوية الضخمة لفعل عامل النحت أو عامل الاكتساح الهوائي أو كليهما معاً ، إلا أننا نميل إلى الاعتقاد بضرورة وجود نمط من أنماط الضعف الجيولوچي في المنطقة الأصلية كي تكون بمثابة بيئة صالحة لفعل عوامل التعرية سواء كانت تتمثل في الماء الجاري أو في الهواء المتحرك .

والضعف الجيولوچي في منطقة ما يتمثل في كسور تصيبها أو في التواءات تعتريها ، ومن هذا ومن ذاك تخلو منطقة مراده تماماً . وقد يتمثل الضعف الجيولوچي في نطاق صخري حدّي عنده تتلامس صخور مفاوتة الصلابة تنتمي لعصرين مختلفين بالإضافة إلى ضعف تلك الصخور أو بعضها وقابليتها للتأثر السريع بعمليات التجوية والتعرية ، وهذا ما نجده بصورة مثالية في إقليم هذا المنخفض . فالقاع المالح للمنخفض يقع الآن عند منسوب اتصال التكوينات التابعة للميوسين الأسفل والتكوينات التابعة للأوليجوسين وإلى الشمال من هذا القاع نشاهد في الحافات العالية طبقات صخرية

تنتمي للميوسين الأسفل والأوسط . وهي تتركب من تتابع طبقي من الصخر الجيري والشيل الرمادي والمخضر، والشيل الرملي والمارل والجبس والصخر الرملي . أما في الجنوب فيحد السبخة تكوينات أوليجوسينية تميل ميلاً هيناً صوب الشمال .

وقد أشار ديزيو ، ومعه حق ، إلى وجود انتقال بين رواسب ميوسينية بحرية ، ورواسب لاجونية . فالمواد المتخلفة في قاع السبخة توضح تتابعاً طبقياً لتكوينات صلصالية مالحة وصخور رملية بالإضافة إلى طبقات من الصخور الملحية ، وتوجد حفريات غنية من الرخويات اللاجونية . كما تتركب التلال المتخلفة (القور) التي ترصّع قاع السبخة من طبقات صخرية من الجبس القابل للإذابة في الماء والشيل، والشيل الرملي . وكل هذه الحقائق تشير إلى أن جزءاً عظيماً من التكوينات الميوسينية المحتوية على الاملاح قد تآكلت وأزيلت من المنطقة بطريقة أو بأخرى .

وتصورنا لنشأة المنخفض وتطوره حتى أصبح بشكله الحالي نجمله في الآتي : عندما كان البحر الميوسيني آخذاً في الانحسار ، كانت منطقة مراده بمثابة لاجون ضحل ، وعلى اتصال به ، وفيها تراكمت الرواسب اللاجونية بالإضافة إلى التكوينات البحرية الميوسينية الأصلية . وما لبث أن انحسر البحر تماماً وانقطعت الصلة بينه وبين اللاجون التي جفت بالتسرب والبخر وأصبحت في هيئة تجويف ضحل في وسط من الصخور الجيرية الميوسينية السطحية .

وابتداء من عصر البلايوسين توالت على المنطقة ظروف الجفاف والمطر على النحو الذي سبق لنا شرحه ، ومن ثم ساهم فعل المياه والتعرية الهوائية في حفر هذا التجويف المستطيل وتعميقه وتوسيعه . ففي أثناء فترات المطر كانت المنطقة تتلقى كميات كبيرة من المياه عن طريق مباشر هو التساقط ، وعن طريق التدفق السطحي أيضاً .

وكان تأثير المياه ذا شقين : —

الشق الأول ، يتمثل في فعل ماء المطر المحتوي على غاز ثاني أكسيد الكربون وتأثيره في تحليل وإذابة الصخور الجيرية والجبس والأملاح . وقد استطاعت المياه أن تنشىء كهوفاً ومجاري باطنية محدودة ما زالت تتسع وتتشعب وتسترق سقوفها ثم تنهار ، كما تكونت فجوات وحفر وبالوعات وكلها ظواهر تشبه ما نجده الآن في مناطق الكارست الجيرية الرطبة . وأخذت تلك الحفر والفجوات تتسع وتتشابك ، ويتصل بعضها ببعض منشئة لمنخفضات أكثر اتساعاً ...

وقد كانت المواد الذائبة تغور في الأعماق أو تجد لها طريقاً صوب الشمال خلال الطبقات الصخرية التي تميل في ذلك الاتجاه . أما المواد المتخلفة الصلبة فكانت تتعرض للسفى بواسطة الرياح حالما تجف خصوصاً في النصف الصيفي من السنة . وكانت عملية النحت والاكتساح بواسطة الرياح تعظم ويشتد أثرها بالطبع أثناء الفترات الجافة .

والشق الثاني لتأثير المياه يتمثل في الماء الجاري . وهنا قد نستطيع تصور وجود نهر يسير مع الاتجاه العام لمحور المنخفض ، وهو غربي شرقي . ولكننا مع هذا نتصوره نهراً راكداً أو شبه راكد ، إذ أن علو الحافة الشرقية في مثل ارتفاع الحافة الغربية . وإذا جاز لنا أن نعتبره نهراً تنصرف مياهه بالتبخر والتسرب شمالاً ، وشرقاً إلى منخفض مهايريجا Meheirija وإلاتلا El-Etla اللذين يليان منخفض مراده شرقاً ، فلقد كان نهر مضرب يسير مع اتجاه مظهر الطبقات . وإليه كانت تنصرف مياه عشرات بل مئات المسيلات المائية من كل الجهات ، تلك المسيلات التي تركت آثارها في عديد من الأودية الجافة التي جرى بعضها تابعاً لميل الطبقات ، وهي الآتية من الجنوب ، أو عكس ميل الطبقات ، وهي الآتية من الشمال ، أو مع المضرب وهي الصادرة من الغرب . وإلى

تلك الأودية يرجع سبب التمزق الشديد الذي أصاب هوامش الهضبة من حول قاع المنخفض.

من هذا نرى أن المنخفض قديم النشأة ، وأن تكوينه بدأ منذ انحسار البحر الميوسيني ، وأن العوامل المسؤولة عن حفره وتشكيله مع هوامش الهضبة المحيطة به تتمثل في فعل المياه والرياح التي تناوبت التأثير في المنطقة ، طوال فترة طويلة من الزمن امتدت من بداية عصر البلايوسين عبر عصر البلايوستوسين إلى عصر الهولوسين. ومنذ حوالي بداية الألف الثالثة قبل الميلاد ، بدأت تحل بالإقليم ظروف المناخ الصحراوي الحالية بعملياتها الجيومورفولوچية المعروفة ، وهي التي خلعت عليه اللمسات المظهرية التي يبدو بها في وقتنا الحالي.

المراجـــع

جودة حسنين جودة : (١٩٦٤) ، الاكتساح والنحت بواسطة الرياح . مجلة كلية الآداب ، جامعة الإسكندرية .

جودة حسنين جودة : (١٩٦٦) العصر الجليدي ، أبحاث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين . منشورات جامعة بيروت العربية . بيروت .

جودة حسنين جودة : (١٩٧١) عصور المطر في الصحراء الكبرى الإفريقية . بحث في الجيومورفولوچيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع . مجلة كلية الآداب جامعة الإسكندرية .

خريطة ليبيا الجيولوچية : مقياس ١ : ٢٠٠٠,٠٠٠ نشرت عام ١٩٦٤ .

لوحة مراده ، وتحمل رقم ١٢ من مجموعة خرائط مصر وبرقة مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠ . أنشأها الإنجليز لأغراض حربية في نوفمبر ١٩٤٢ .

عبد العزيز طريح شرف : (١٩٧١)، جغرافية ليبيا . طبعة ثانية، الإسكندرية .

Abou-El-Enin, H.S. : (1966) Cuesta Features...., Bull. d.l. Soc. Géog. d'Egyp. T.XXXIX.

Bakker, J.P. & other : (1950), Theory on central rectilinear recession of slopes. Kon. Neder. Akad. v. Weten. Proceedings Series B, 53, PP. 1073-1084.

Bauling, H. : (1950), Essais de Géomorphologie. Paris.

Blackwelder, E. : (1942), The Process of mountain sculpture by rolling debris. Jour. of Geom., 5, PP. 325-328.

Cotton, C.A. : (1952), The Erosional grading of convex and concave slopes. Geog. Jour., 118, PP. 197-204.

Davis, W.M. : (1899), The drainage of Cuestas, Proc. Géol. Assoc., vol. 16.

Department of Geological Researches and Mining : (1970), The Sebkha of Marada. Transl. fr. «LEsplorazione Mineraria Della Libya» by A. Disio, Milano, 1943. PP. 170-262.

Gilbert, G.K. : (1909), The Convexity of hilltops. Journal of Geology, 17, PP. 344-351.

Lawson, A.C. : (1915), The epigene Profiles of the desert. Univ. of California Depart. of Geol. Publication, No. 9. PP. 23-48.

Lawson, A.C. : (1932), Rain-wash erosion in humid regions. Bull. of the Geol. Soc. of America, 43, PP. 703-724.

Lehmann, O. : (1933), Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Viertel. d. Naturf. Gesell. in Zuerich, 87, PP. 83-126.

Penck. W. : (1924), Morphological Analysis of Landforms. English transilation by H. Czech and K.C. Boswell, London 1953.

Strahler, A.N. : (1950), Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Amer. Jour. of Sc., 248, PP. 673-696.

Wood, A. : (1942), The development of hillside slopes. Proceedings of the Geologist's Association, 53, PP. 128-140.

Woldstedt, P. : (1953) Das Eiszeitalter. Stuttgart.

Wurm, A. : (1953), Morphologische Analyse und Experiment Hangentwicklung, Einebenung, Piedmonttreppen, Zeitsch. für Geom. 9, PP. 57-87.

البحث التاسع

حوض وادي القطار بليبيا

حوض وادي القطارة

الموقــع :

يدخل الجزء الأكبر من حوض وادي القطارة ضمن حدود محافظة بنغازي . وهو يشغل قسماً من أراضيها الشرقية الهضبية التي تشمل الجزء الغربي من الجبل الأخضر . وتقدر مساحة الحوض بنحو ١٣٥٠ كم٢ ، فيما بين خطي طول ٢٠° — ٢١° شرقاً، وبين دائرتي العرض ٥٠َ ٣١°— ٢٠َ ٣٢° شمالاً تقريباً .

ويقع الحوض فوق الدرجتين الأولى والثانية من الدرجات الثلاث التي يتكون منها الجبل الأخضر . وتبدأ الدرجة الأولى من ارتفاع ٣٠٠ متر على وجه التقريب ، وتشرف بحافة شديدة الانحدار قرب البحر إلى الشرق من طلميثة ، بينما تتراجع في الغرب صوب الداخل بعيداً عن الساحل . وتمتد هذه الدرجة من المرج عبر الأبيار جنوباً لتختفي بالتدريج في النطاق الصحراوي (شكل ١٩) .

وبينما تتقارب خطوط الكنتور وتتزاحم بين ارتفاعي ١٠٠ — ٣٠٠ متر في شرقي طلميثة بحيث لا يبدأ مسطح الدرجة الأولى إلا عند ارتفاع

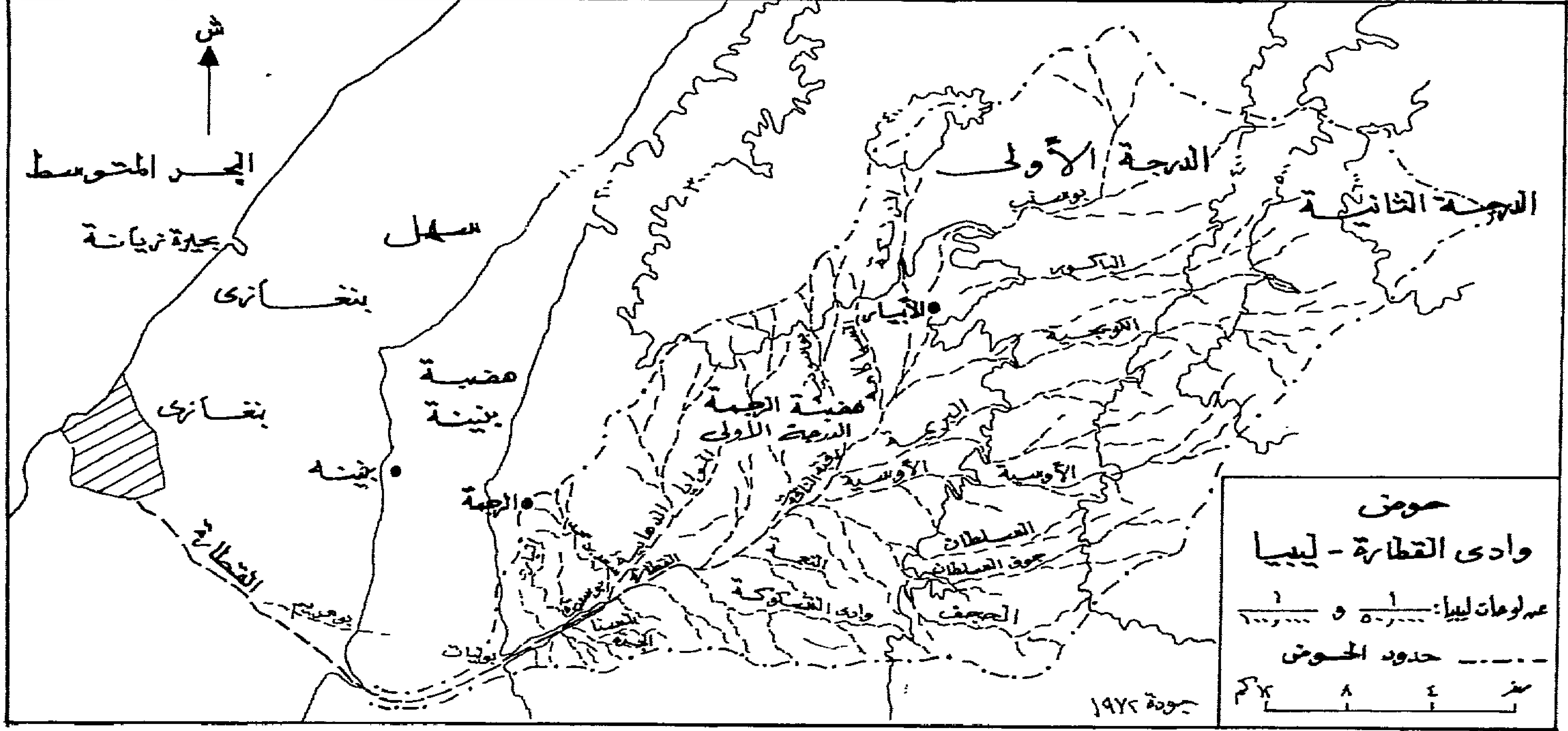
٣٠٠ متر ، نراها تتباعد في القسم الغربي المشرف على سهل بنغازي بالتدريج في اتجاه الجنوب . وابتداء من خط عرض الأبيار – عين زيّانة تنفرج الخطوط في فواصل أفقية فسيحة تاركة الفرصة لنشوء مسطحين هضبيين هما من الغرب نحو الشرق : هضبة بنينة بين خطي كنتور ١٠٠ – ٢٠٠ متر وهضبة الرجمة – الأبيار بين خطي كنتور ٢٠٠ – ٣٠٠ متر .

ويقع نحو ثلاثة أرباع حوض التصريف المائي لوادي القطارة فوق هذه الدرجة الأولى التي تشمل هضبة بنينة ، وهضبة الرجمة – الأبيار ، ومساحة هضبية واسعة تمتد شرقي الأبيار حتى خط ارتفاع ٤٠٠ متر . أما الربع الباقي من الحوض فيقع فوق الدرجة الثانية التي تبدأ من كنتور ٤٠٠ متر ، وتمتد إلى منسوب ٦٠٠ متر حيث يمتد نطاق لتقسيم المياه في أقصى الشرق (شكل ١٩) .

البناء الجيولوجي :

أقدم الصخور التي أمكن اكتشافها في حوض القطارة تنتمي للعصر الكريتاسي ، وهي صخور جيرية مندمجة تكتنفها العقد السيليكية بالإضافة إلى صخور جيرية مارلية طباقية ، وينحصر وجودها جميعاً في أعالي الحوض (تقرير مشروع الوادي ١٩٦٧) .

وترتكز الصخور الإيوسينية غير متوافقة فوق الصخور الكريتاسية ، وهي تتركب في أعالي الحوض من صخور جيرية صلبة تحوي قليلاً من الرمال ، وتميل نحو الجنوب الغربي ميلاً هيناً بين ١° – ٤° . وفوقها ، في شرقي الحوض ، ترتكز مجموعة صخرية أخرى تنتمي للأيوسين أيضاً ، لكنها تتكون هذه المرة من طبقات جيرية رملية مارلية لينة ، وتتداخل فيها مستويات من المارل وطبقات رقيقة من الصخور الرملية الجيرية ، وتميل هي الأخرى نحو الجنوب الغربي بزوايا تتراوح بين ١° – ٣° .



حوض
وادى القطارة - ليبيا
عن لوحات ليبيا: ١ / ٥٠,٠٠٠ و ١ / ١٠٠,٠٠٠
حدود الحوض
صفر ٤ ٨ ١٢كم
جودة ١٩٧٢
ش
البحر المتوسط
بحيرة زيانة
سهل
بنغازى
هضبة
بنينة
بنينه
الرجمة
الأبيار
هضبة الرجمة
الدرجة الأولى
الدرجة الثانية
القطارة
الأوسية
السلطان
الجحيف
بنغازى

شكل (١٩)

وبالاتجاه غرباً تتغطى الصخور الإيوسينية بطبقات ميوسينية تنتشر ظاهرة فوق السطح . وهي فوق هضبة الأبيار – الرجمة تتمثل في صخور جيرية دولوميتية ومارلية ، لونها رمادي إلى أبيض ، وكلها صخور لينة أصابها التحلل ، وتحوي بين طياتها عدسات من الجبس خاصة في مستوياتها العليا . ويعدّ الجبس الذي ينقل لمصنع الأسمنت الحديث في موقع الهوارى على طريق سلوق على بعد ٩ كم جنوب بنغازي .

وتتمثل صخور الميوسين ظاهرة فوق سطح هضبة بنينة في أحجار جيرية دولوميتية لينة نوعاً ، لم يصبها التحلل إلا قليلاً أما جزء الحوض الواقع ضمن سهل بنغازي فيتركب من صخور ميوسينية ، طبقاتها العليا المكونة من الصخر الجيري الدولوميي والمارلي تنتمي لأواسط الميوسين ، وطبقاتها السفلى التي تتركب من المارل الأخضر والحجر الجيري الرملي المارلي ترجع إلى الميوسين الأسفل .

الظواهر التكتونية :

من المعتقد أن منطقة الجبل الأخضر تعاني من عملية رفع رأسية بطيئة ، بدأت منذ عصر البلايوسين ، وما تزال دائبة حتى وقتنا الحاضر . وفي أثناء مراحل الرفع نشأت نظم من الكسور الإقليمية مكونة لنطاقات ضعف في الصخور الرسوبية اللينة . وفي نطاقات الضعف هذه تدفقت المياه سطحياً وباطنياً ، ومارست وما تزال فعلها التحاتي .

وفي مجال حوض القطارة لا يستبين من الكسور سطحياً سوى شقوق منفردة ضحلة نوعاً تملأها الرواسب الصلصالية ، وإرسابات الكالسيت ، وهي في معظم الأحيان قصيرة المدى ، ولا يتعدى امتدادها ٢٥ متراً . أما الكسور السفلى في الطبقات الإيوسينية فهي أظهر وأعظم أبعاداً .

ولما كانت رقعة الحوض تقع ضمن إقليم غير مستقر آخذ في الارتفاع

البطيء ، فإنها تتعرض أيضاً لهزات زلزالية بين وقت وآخر . وعلى الرغم من أن الزلزال المدمر الأخير الذي أصاب منطقة المرج (خارج حدود الحوض) في عام ١٩٦٣ ، لم ينل مساحة الحوض بالتخريب إلا أنه يمكن اعتبارها نشيطة من الوجهة السيسمولوچية . وللزلازل أثرها في إحداث انزلاقات أرضية وتهدل واجهات المتحدرات على جوانب الأودية .

جيومورفولوجية الحوض

١ — المظهر العام للسطح : —

يتميز حوض القطارة سواء منه الجزء الواقع فوق الدرجة الثانية والأجزاء الواقعة فوق الدرجة الأولى سطوح مموجة تموجاً هيناً . وتقل فيه ظواهر التضرس ذات الانحدارات الشديدة . وفوق هضبة بنينة والرجمة كثيراً ما نشاهد أسطحاً منبسطة تتغطى بغطاء رقيق من الرواسب الصلصالية الحمراء أو التيراروسا . وتتميز بهذه الأسطح المنبسطة هضبة بنينة على وجه الخصوص . ففيما بين بئر بوليّات (موقع السد الثانوي على الوادي) وبلدة بنينة وإلى الشمال منها ، تمتد الهضبة فيما يشبه سهلاً فسيحاً منبسطاً ، يبدأ من حضيض حافة الرجمة إلى كنتور ١١٠ متر بحيث لا نكاد نحس انحداراً ولا نشاهد أية انتفاخات أو بروزات أو تموجات سطحية إلا قليلاً

وتختلف عن ذلك هضبة الرجمة . فبجانب الاستواء الذي تبدو به بعض أجزائها ، نجد السطح مموجاً في هيئة ربوات مستديرة القمم هينة الانحدار ، وتحيط بها وتنحصر بينها منخفضات فسيحة ضحلة هينة انحدار الجوانب أيضاً . وحين نقطع الهضبة في اتجاه شمالي جنوبي نعبر العديد من مجاري الأودية الجافة التي تأخذ مسالكها اتجاهاً عاماً من الشرق نحو الغرب . ومجاري الأودية ضحلة هينة انحدار الجوانب فوق الهضبة ،

لكنها تشتد عمقاً حين ينشط النحت الرأسي في اتجاه الغرب إذ تأخذ في الهبوط من نطاق حافة الرجمة إلى هضبة بنينة.

وفي ظروف المناخ الشبه جاف الحالي وبتأثير التغيرات الحرارية والمياه السطحية الفصلية، تتحلل أسطح الصخور ببطء، وتتحول إلى صلصال أحمر. والعملية ليست متساوية التأثير في نطاق الحوض فهي تتنوع في كثافتها، ويمكن أن نشاهد تدرجات من الصخور الجيرية الدولوميتية النقية التي تبرز عارية في بعض المواضع خصوصاً فوق قمم الربوات وعلى منحدراتها وعلى جوانب الأودية، إلى النتاج النهائي لعمليات التحلل في



شكل (٢٠) : هضبة الرجمة :

يتميز سطح بعض أجزاء هضبة الرجمة بالاستواء، وبعضها الآخر بتعاقب وجود ربوات ومنخفضات. ويظهر في مؤخرة الصورة حوض ضحل مزروع تغطي أرضه التربة الحمراء.

التيراروسّا التي نجدها مستقرة في بطون المنخفضات .

وما دام حوض القطارة يتميز بسطوح هينة التموج ، وتقل فيه ظراهر التضرس ذات الانحدارات الشديدة فإنه يمكن القول عامة بأن أرضه المكونة من صخور جيرية تتغطى بغشاء رقيق من الفتات الصخري المتحلل ومن التيراروسّا . ويعظم سمك التيراروسّا في التجاويف الكبيرة حتّى ليصل إلى ثلاثة أمتار وأكثر في بطونها .

وتمارس الرياح فعلها كعامل تعرية . كما أن فعل التعرية المائية مؤثر ، رغم فصلية الأمطار وقلتها نسبياً (٢٥ — ٤٠ سم) . ويتميز المطر بسقوطه في هيئة وابل ، ولذلك فإن الجريان السطحي سريع رغم قصر أمده . وهو المسؤول عن نقل حبيبات الصلصال والرمل إلى مجاري الأودية الرئيسية حيث يتم ترسيبها في قيعانها وعند مخارجها . كما أن للجداول الصغيرة وزحف التربة أهميتهما في تدفق المواد على جوانب الروابي إلى المنخفضات والتجاويف المحيطة بها .

(٢) — ظواهر الكارست :

يمكن القول أن خطوط الكسور ونطاقات الضعف الإقليمية المشار إليها كانت بمثابة مسالك مسبقة جرت في اتجاهاتها المياه السطحية ومن بعدها المياه الجوفية . وبمقتضاها نجد الشبكة الهيدروجرافية ذات توجيه منتظم يتمشى مع المجاري الرئيسية في اتجاه عام شمالي شرقي — جنوبي غربي .

وحين نبدأ بالشرق وبحضيض حافة الدرجة الثانية، نلحظ نطاق ضعف يمتد من إقليم « المرج » إلى « الأبيار » وعبرها جنوباً بغرب . وعلى امتداد هذا النطاق كان من السهل على المياه السطحية أن تتداخل وتتسرب بسهولة في تكوينات الصخور الجيرية اللينة ، وتعمل على تحليلها وإذابتها ،

ومن ثم أنشأت حقلاً كارستياً ضخماً في منطقة المرج ، كما كُونت حقلين آخرين كبيرين قرب الأبيار .

ويتبع حقلا الأبيار حوض وادي القطارة . وهما حقلان مستطيلان كبيران يمتدان على امتداد كسرين اتجاههما العام شمالي شرقي — جنوبي غربي . وفي مراحل تكوينهما الأولى كان لتسرب المياه السطحية الأهمية الكبرى في نمو هاتين الظاهرتين الكارستيتين . وقد اضمحل الآن تأثير المياه السطحية بعدما غُطّي الحقلان بغطاء سميك من الرواسب الصلصالية الحمراء ، ولذلك فقد تناقص تسرب المياه إلى أدنى حد ، وأصبح للجريان السطحي والبخر أهميتهما في الموازنة المائية للمنطقة .

ولا شك أن نظم الكسور الإقليمية التي نشأت بتأثير رفع الجبل الأخضر لها أهميتها الخاصة في نمو ظاهرات الكارست . ففي الصخور الجيرية الإيوسينية والميوسينية اللينة ، كان يكفي أن تنفتح أصغر الكسور لكي تختفي المياه خلالها بسرعة محللة ومذيبة للجير ، ومن ثم توسيع الثغرات والفتحات والشقوق ، وتشكلها في قنوات وكهوف .

ويمكن القول أن نفاذية صخور الحوض من نمطين من حيث النشأة : أولهما يتمثل في مسامية الصخر الجيري كعنصر أساسي في بنائه ، ويعززها أن قسماً عظيماً من تلك الصخور ، خصوصاً منها المكونة لهضبة الرجمة يدخل في تركيبها نسبة كبيرة من الأصداف البحرية التي منحت الصخر نسيجاً مسامياً اسفنجياً . والنمط الثاني يتمثل في الفواصل التي تنتظم في مجموعات تتعامد على سطوح الانفصال الطبقي بالإضافة إلى الكسور والشقوق التي أنشأتها حركة الرفع التكتونية . ولذلك فإن الصخور الجيرية اللينة التابعة لعصري الإيوسين والميوسين تعمل كموصل جيد للماء الباطني .

وينتشر وجود الشقوق السطحية في أراضي الحوض . وهي وإن كانت قليلة الأبعاد ، ولا تتعمق في الصخر لأكثر من بضعة أمتار قليلة ،

لا تزيد على خمسة ، إلا أن أهميتها الكبرى تتمثل في أنها بمثابة المجمعات الأولى للمياه السطحية التي ما تلبث أن تغور وتجد لها مسالك خلال الكسور التكتونية والتراكيب الصخرية المنفذة.

وبالإضافة إلى الحقلين الكارستيين المشار إليهما في مشارف الأبيار ينتشر وجود الحفر الكارستيه . وأكبرها ما شاهدناه في مشارف وادي « الدّهابية » وهو الرافد الأيمن لوادي القطارة ، خصوصاً في الجزء الأدنى من المساحة الواقعة أمام موقع سيدي بوسديرة (موقع السد الرئيسي) ، وفيما بين الوادي وبلدة الرجمة) ، ثم في منطقة تقسيم المياه الشمالية وفي عدة مواقع على جانبي الطريق بين الرجمة والأبيار . وهناك بعض من تلك الحفر الكبيرة فيما بين الطريق المشار إليه ووادي القطارة الرئيسي . ويبدو أن الحفر الصغيرة نسبياً إنما نشأت عن طريق إذابة الماء السطحي وشكلها قمعي في الأغلب الأعم ، فهي من نوع الدولينا **Dolinas** . أما الحفر الكارستية الكبيرة فقد نشأت على ما يظهر نتيجة لتدهور أسقف قنوات وكهوف باطنية في تلك المواضع ، ومثلها حفر الأبيار .

وتعتبر الأشكال الكارستية التي سبق ذكرها مثالية للصخور الجيرية الدولوميتية اللينة التي يتركب منها القسم الأكبر من حوض وادي القطارة . أما الصخور الإيوسينية في القسم الشرقي من الحوض فإنها تكاد تخلو من الأشكال الكارستية السطحية ، وكل ما يمكن أن يشاهد فيها مجرد ثقوب وشقوق قصيرة الأبعاد .

هذا ويخلو الحوض من وجود بالوعات **Swallow-holes** ذات أهمية كبيرة في تسرب المياه وفقدانها . وفي قاع الجزء الأدنى من وادي القطارة وإلى الشرق من مدينة بنغازي توجد بعض من الكهوف والبالوعات الصغيرة خلالها تتسرب المياه بكميات صغيرة نسبياً ، ولكنها على أي حال ليست بالبالوعات المثالية .

وادي القطارة

يبلغ طول وادي القطارة الرئيسي بقسمه الأعلى المسمى « رقبة النّاقة » حتى مصبه في البحر جنوب مدينة بنغازي نحو ٥٢ كم (شكل ١٩). وإذا نظرنا إلى الخريطة (شكل ١٩) سنجد امتداداً له في رافده الكبير « الباكور » الذي يبلغ طوله (مُقاساً على الخريطة) أكثر من ٣٠ كم.

وللوادي أهميته، فهو أطول الأودية التي تنصرف نحو الغرب، وأحد واديين ينجحان في عبور سهل بنغازي ويصلان إلى البحر (الثاني هو وادي السلايب ويصب في البحر جنوب توكره). وأهم من هذا وذاك شهرته بفيضاناته الخطرة. ففي بعض السنين التي تتميز بغزارة المطر، تتدفق المياه فيه سريعة عارمة، وتصل إلى المناطق السكنية بمدينة بنغازي فتصيبها بأضرار جسيمة. وقد تكررت هذه الفيضانات في أعوام ١٩٣٨، ١٩٥٤، ١٩٦١، ١٩٦٧. ولهذا فقد نشأت فكرة إنشاء سدين على الوادي: الرئيسي منهما عند موقع سيدي بوسديرة، والثانوي عند موقع بئر بوليات. وقد تم إنشاؤهما في فبراير ١٩٧٢. ووظيفتهما خزن المياه لوقاية مدينة بنغازي من أخطار الفيضانات، ثم الاستفادة من المياه المخزونة للري والزراعة في محيط كل من بلدة بنينة ومدينة بنغازي، وذلك عن طريق تغذية وإنماء الماء الباطني من جهة، وبالمياه السطحية التي يتم حجزها أمام السدين من جهة أخرى. وقد أنشئت سبعة سدود فرعية عند مخارج الروافد الرئيسية للوادي، ووظيفتها تعطيل تدفق المياه إلى مجرى الوادي الرئيسي، والإقلال من ورود الرواسب إلى بحيرة التخزين أمام السد الرئيسي.

وترفد الوادي أودية عديدة تتباين في أطوالها (شكل ١٩). وهي في الجزء الأعلى من الحوض تجري فوق أرض شديدة الانحدار نسبياً

وتتركب في معظمها من صخور المارل . ولهذا نجد الأودية عميقة شديدة انحدار الجوانب ، إذ غالباً ما تصل درجة الانحدار إلى ٣٠° وأكثر . وفوق هضبة الرجمة يجري الوادي وروافده فوق أرض جيرية دولوميتية مارلية هينة الانحدار نوعاً (شكل ١٩ ، لاحظ الفاصل الأفقي بين كنتوري ٣٠٠ – ٢٠٠ متر على امتداد الوادي من جنوب الأبيار حتى قرب بوسديرة) ، ولهذا نرى قيعان الأودية ، ومنها قاع الوادي الرئيسي ، ضحلة هينة انحدار الجوانب (نحو ١٠°) . أما حيث يجري وادي القطارة قاطعاً حافة الرجمة إلى هضبة بنينة فإن المياه قد استطاعت قطع الصخر ونحره في هيئة خانق عميق يصل عمقه إلى نحو ١٢٠ متراً .

وتتكون حمولة القاع في الجزء الأعلى من الوادي حيث الانحدار أكبر من تكوينات خشنة من الحصى المستدير وشبه المستدير ، بالإضافة إلى حبيبات صخرية جيرية أصغر حجماً . وحيثما يقل الانحدار تحل المواد الرملية الحصوية محل التكوينات الخشنة التي تتحول في الجزء الأوسط إلى مواد صلصالية . وإلى هذا الجزء تأتي كميات كبيرة من المواد الطينية عقب سقوط الأمطار تجلبها إليه مياه السيول .

وإلى الغرب من موقع بوسديرة مباشرة يغطي قاع الوادي غطاء سميك من الرواسب الطينية الغرينية القليلة اللزوجة يصل سمكه إلى اكثر من ٨ متر ، وهو يرتكز على طبقة سميكة تتركب من رواسب غير متجانسة من الطين الرملي المختلط بالحصى والحصباء .

وفي الشقة المحصورة بين موقعي بوسديرة وبوليات حيث يشتد انحدار الوادي الرئيسي وتعظم انحدارات الروافد المنصرفة إليه ، نجد حمولة القاع خشنة جداً . وهي ترى متراكمة في هيئة مخروطات عند مصبات الروافد ، وتتركب من حصى كبير الحجم وكتل صخرية يتراوح قطرها بين نصف متر ومترين . والحصى رديء الاستدارة إلى شبه مستدير

ويصل قطره إلى نحو ٣٠ سم ، وتختلط به كثير من المواد الطينية والغرينية . وحين نتتبع مجرى الوادي الرئيسي بعد موقع بوليات خلال هضبة بنينة نلاحظ قلة تدريجية في وجود رواسب حمولة القاع ، ويضمحل وجودها إلى حد كبير جنوب غربي الموقع المذكور بنحو ٤ كم .

وتتميز جوانب الوادي الرئيسي فوق هضبة الرجمة بكثرة وجود الظواهر الكارستية . فهناك عدد كبير من التجاويف والحفر والكهوف . ويرتبط وجودها بشقوق وكسور ضحلة توازي جوانب الوادي ، وعلى امتدادها تمارس المياه فعلها فتحلل الصخر الجيري منشئة لتلك الظواهر . وقد أمكن في بعض المواضع التعرف على بقايا عدسات من صخر الجبس الذي أذابته مياه الوادي ، ونشأ مكان تلك العدسات عدد من الكهوف . وكل هذه الأشكال الكارستية صغيرة الأبعاد ، فأعماق الكهوف لا تزيد على ١٠ متر . وتخلو جوانب الوادي التي تتركب من الصخر الجيري الدولوميتي المندمج من مثل هذه الظاهرات اللهم إلا من بعض الشقوق الضحلة .

ويتميز وادي القطارة الرئيسي حتى قرب موقع بوسديرة بانحدارات هينة . ويبدو أن الكسور والشقوق الصخرية هي التي حددت مسلك المجرى ونحر الوادي منذ البداية . ويتباين عرض الوادي من جهة لأخرى فهو على بعد نحو ١٥ كم شرقي بوسديرة يصل عرضه إلى ٥ كم ، وإلى الغرب من ذلك بنحو ٣ كم يضيق إلى ١,٥ كم ، ثم يأخذ في الضيق تدريجياً بالاتجاه غرباً حتى نصل إلى بوسديرة فيصل العرض إلى ٥٥٠ متر . ويتميز رافده الأيمن المعروف باسم « المولايا – الدهابية » والذي يتصل به قرب موقع بوسديرة بنفس الصفات ، فهو الآخر عريض في أعاليه وأواسطه (بين ١ – ١,٣ كم) ، ثم يضيق على بعد ٣ كم من مصبه حيث يبلغ اتساعه ٦٠٠ متر ، ثم ينكمش إلى ٥٠٠ متر . ومثل هذا يقال أيضاً عن وادي « المسنا » الذي يصب في وادي القطاره من جانبه الأيسر

شرقي مصب الدهابية بقليل .

ويمكن تفسير هذا الاختلاف في سعة الوادي الرئيسي وروافده بالتباين في قدرة عمليات التعرية المائية في طبقات من الصخور الجيرية التي تتفاوت في درجة صلابتها ومقاومتها . ففي الأجزاء العليا والوسطى من مسالك الأودية فوق هضبة الرجمة تجري المياه فوق نطاق صخري يتركب من الحجر الجيري الدولوميتي المندمج . وما دامت الانحدارات هنا أيضاً هينة فإن المياه لا تقوى على النحت الرأسي ، ولهذا نجد قيعان الأودية ضحلة وعريضة ، ويبدو أن النحت الجانبي كان وما يزال أنشط وتؤازره عمليات الإذابة في مستويات الضعف التي تتمثل في سطوح الانفصال الطبقي على الخصوص . ويبدو أيضاً أن أثر التجوية فعال ، فمنحدرات جوانب الأودية هينة لا تزيد في العادة على ١٥° .

وبالاتجاه نحو أدنى الروافد ، ونحو موقع بوسديرة على الوادي الرئيسي تنحر المياه هذه المرة في طبقات سفلى من الصخر الجيري المارلي الدولوميتي وبدخول المارل كعنصر مكون للصخر فإنه يمنحه الليونة والضعف ، بالإضافة إلى زيادة ملحوظة في الانحدارات ، ولهذا وذاك ينشط النحت الرأسي ويزداد وضوحاً ، وتبدأ الأودية في اتخاذ شكل الخوانق التي يشتد انحدار جوانبها حتى لتصل في الجوانب المقعرة من منعطفات الشباب إلى اكثر من ٣٠° .

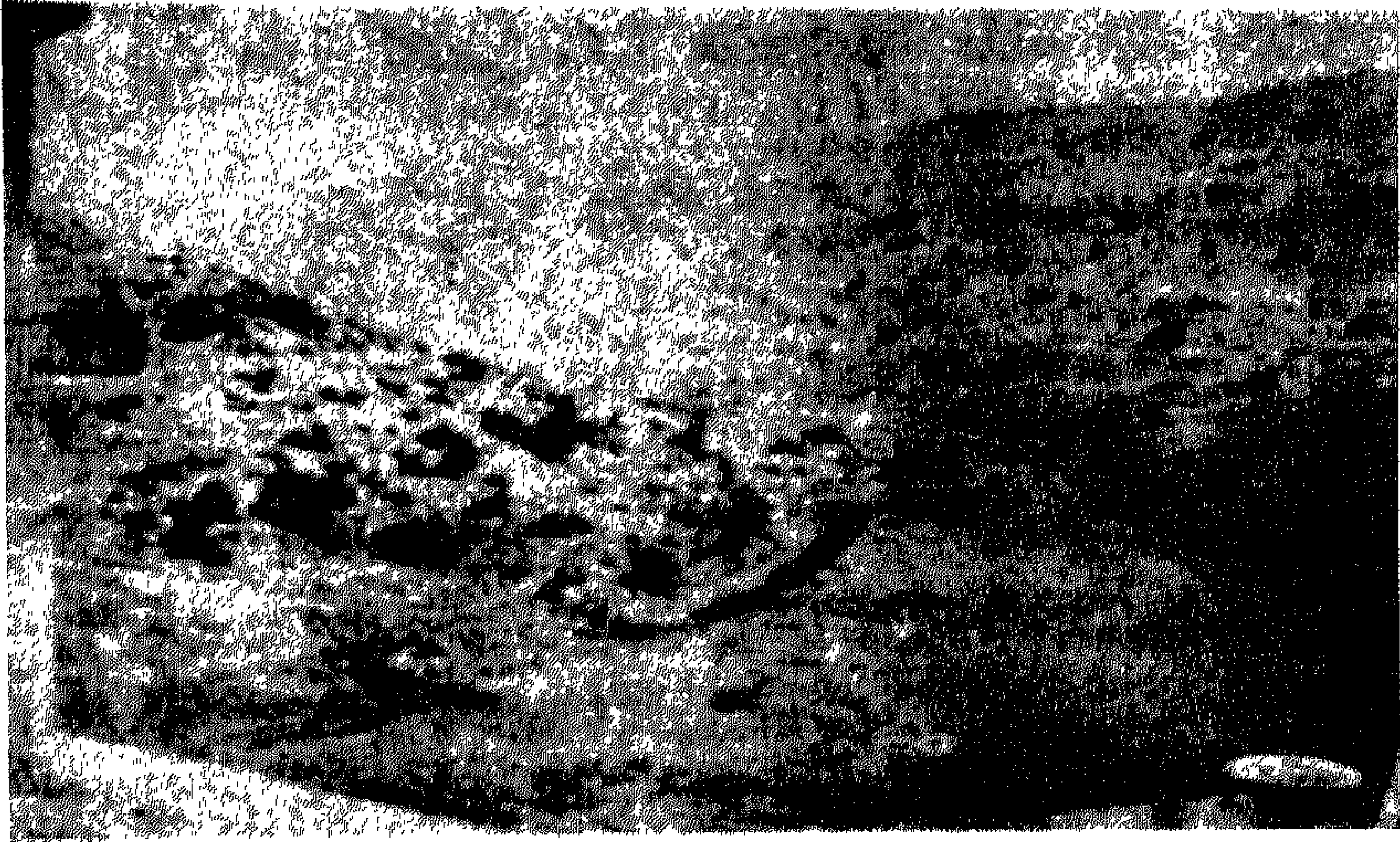
وفي الشقة المحصورة بين موقع السد الرئيسي (بوسديرة) وموقع السد الثانوي (بولّيات) والتي يبلغ طولها على امتداد الوادي زهاء ١١ كم مهدت الشركة التي انشأت السدين طريقاً على امتداد الوادي يصل بين الموقعين . ومن ثم أمكن تتبع الوادي ودراسته دراسة تفصيلية في مسلكه هذا بالإضافة إلى جزء يسير غربي السد الثانوي .

يصنع وادي القطاره ستة منعطفات في الشقة المحصورة بين بوسديرة

وبولّيات ، وهي كلها منعطفات شباب . وينحني الوادي أمام موضع السد الرئيسي صوب اليمين ، ثم ينثني فجأة جهة اليسار خلف السد . والجانب الأيسر في هذا المنعطف يمثل القوس المقعر حيث يشتد النحت والانحدار ، بينما الجانب الأيمن يمثل القوس المحدب الهين الانحدار (شكل ٢١) .

وتتركب جوانب الوادي من صخور جيرية دولوميتية تنتظم في طبقات سميكة أفقية ، وهي صخور مسامية لينة ، وتحوي الكثير من الحفريات التي عززت من خاصية نفاذيتها ، كما أنها تبدو متحللة إلى حد كبير . وعلى كلا جانبي الوادي يستبين مظهر طبقة سميكة نوعاً بين ارتفاعي ٢٣٠ ــ ٢٤٥ متر على وجه التقريب، وتتركب من صخور المارل الجيرية اللينة السيئة الطباقية .

وتتراوح انحدارات الجانب الأيمن بين ١٠ ــ ١٥°، بينما يشتد

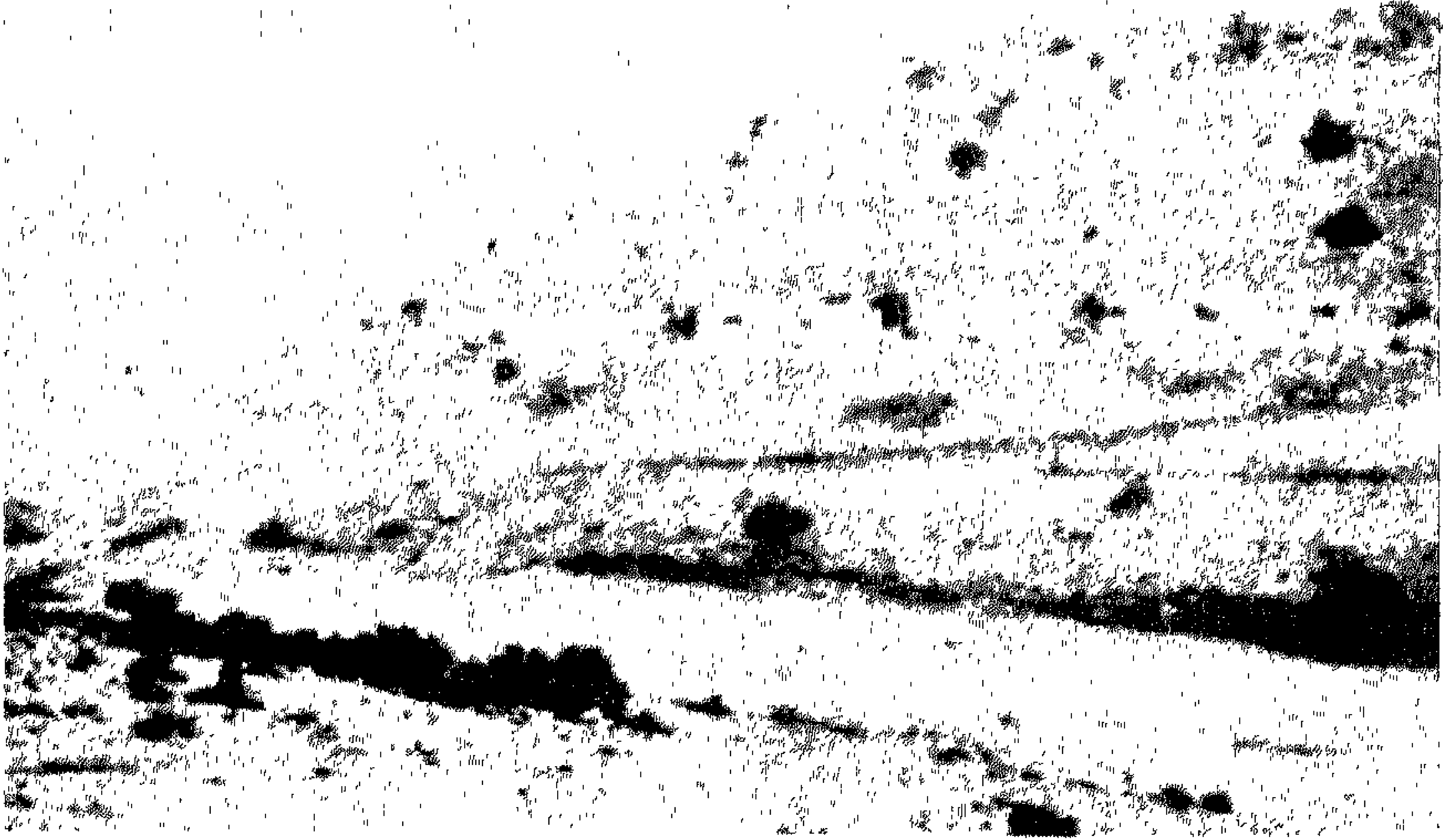


شكل (٢١) وادي القطارة عند موقع بوسديرة (السد الرئيسي) .
منعطف الوادي أمام السد الرئيسي. الجانب المحدب الهيّن الانحدار جهة اليسار .

الانحدار على الجانب الأيسر المقعر ، ويتراوح في مختلف أجزائه بين ١٥ — ٣٠°.. وتبدأ كل منحدرات منعطفات الوادي سواء منها الأقواس المحدبة والمقعرة في أعاليها بتحدب ظاهر ، ثم تستقيم في قسمها الأوسط وتتقعّر عند أسافلها . ويرجع التحدب العلوي هنا إلى ظروف التضرس وطبيعة الصخر الجيري ومعاناته لأحوال مناخية شبه جافة . ففي أثناء الصيف الطويل الجاف تنشط عمليات التجوية الميكانيكية ، وتوازرها التجوية الكيميائية بحلول الفصل الرطب . وإن أية زاوية يصنعها صخر متجانس التركيب وهو الصخر الجيري في حالتنا هذه، وتغزوها التجوية من جانبيها تتحول بالتدريج إلى هيئة محدّبة . يضاف إلى ذلك عمليات زحف التربة التي تنشط شتاء حين يتساقط المطر ، وتتحرك مكونات التربة نحو قاع الوادي . ولا شك أن استمرار انكشاف الصخر المكوّن لأعالي المنحدر يعرضه لعمليات التجوية فيتراجع ويستدير .

وظاهرة الأجزاء المستقيمة من منحدرات الوادي صفة تميزه كغيره من الأودية التي تجري خلال تضاريس مرتفعة . وهي تنشأ عن طريق تراجع المنحدرات ، ويغطيها غطاء رسوبي رقيق يعرقل عمليات التعرية . بينما قد نشأ التقعر السفلي لمنحدرات جوانب الوادي بفعل الجداول المائية التي تتلاحم وتمارس تأثيراً نحاتياً وناقلاً .

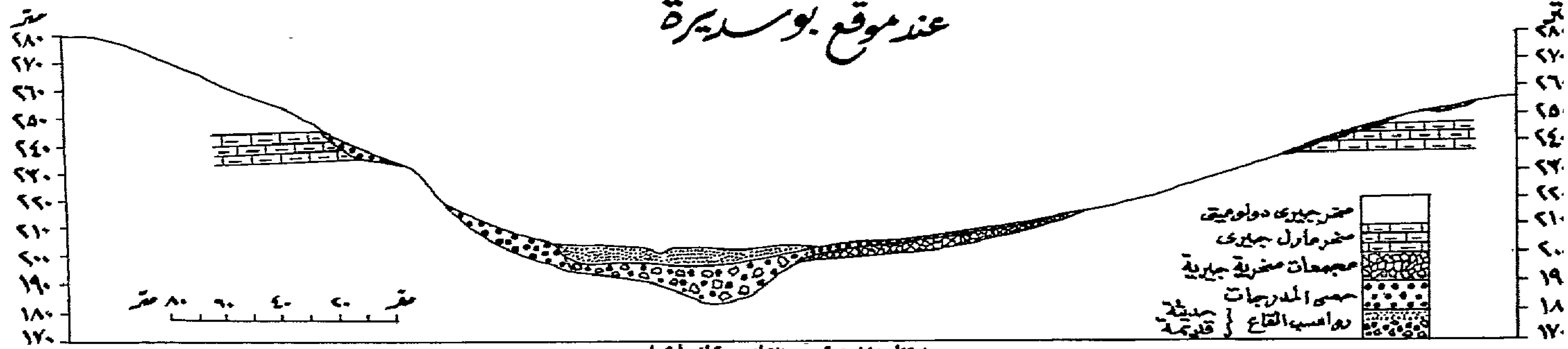
وابتداء من أعلى منحدر الجانب الأيسر للوادي عند موقع بوسديرة ينحدر السطح بزاوية مقدارها ٢٥° حتى منسوب ٢٤٥ متر . وعلى الجانب الأيمن وحتى نفس المنسوب يتضاءل الانحدار إلى ربع هذا القدر . ويمكن للمشاهد أن يرى عدداً من حزوز التعرية المائية متوازية ، ويستطيع أن يميزها من بعيد بخطوط من النبات تنمو على امتدادها في تربة صلصالية رقيقة (شكل ٢٢) ويبدو على الجانب الأيسر فيما بين منسوبي ٢٤٥ — ٢٣٠ متر نطاق تعرية مائية واضح ، ويتفق وجوده مع مظهر طبقة المارل الجيرية اللينة . ويفترش هذا النطاق أو هذه المصطبة غطاء بلايستوسيني



شكل (٢٢) : وادي القطارة أمام السد الرئيسي . بداية الجانب المقعر من المنعطف إلى اليمين . وفيه تظهر المدرجات وحزوز التعرية المائية . مخرج رافد في مؤخرة الصورة . قاع الوادي مغطى بطبقة سميكة من الرواسب الحديثة .

رقيق من الرواسب غير المتجانسة التي تتركب أساساً من الصلصال الأحمر . الذي تتداخل فيه كتل من الصخر الجيري مختلفة الأحجام، ويتراوح سمك هذا الغطاء بين ١ – ٣ متر (شكل ٢٣) .

ويصعب التعرف على ما يقابل هذه المصطبة على الجانب الأيمن ، فهنا يبدو سطح مظهر الطبقة المارلية الجيرية مستقيماً ، ويتغطى بطبقة متقطعة رقيقة من نفس الرواسب يتراوح سمكها بين ٢٠ – ٤٠ سم . وبينما يواصل الجزء المستقيم من منحدر الجانب الأيمن للوادي استمراره بغطائه البلايوستوسيني الرقيق حتى منسوب ٢١٧ متر ، نرى قطعاً شديد الانحدار على الجانب الأيسر للوادي ابتداء من منسوب ٢٣٠ متر وحتى منسوب ٢١٧ متر ، وعلى امتداد القطع يبدو الصخر الجيري مكشوفاً عارياً تماماً (شكل ٢٣) .



قطاع عرضي لوادي القطارة - ليبيا
عند موقع بوسديرة
متر
٢٨٠
٢٧٠
٢٦٠
٢٥٠
٢٤٠
٢٣٠
٢٢٠
٢١٠
٢٠٠
١٩٠
١٨٠
١٧٠
صفر ٢٠ ٤٠ ٦٠ ٨٠ متر
صخر جيري دولوميتي
صخر مارل جيري
مجمعات صخرية جيرية
حصى المدرجات
رواسب القاع { حديثة
قديمة
استفاد الباحث في رسم القطاع من قطاع ليثولوجي
لموقع السد الرئيسي - تقرير مشروع القطارة
جودة ١٩٧٠

وابتداء من أسفل القطع وحتى منسوب ٢٠٢ متر تقريباً يتضح وجود مصطبة يتراوح عرضها بين ٢٥ ـ ٤٠ متر وتمتد بطول الجانب الأيسر من الوادي . وتتركب تكويناتها من رواسب بلايوستوسينية يبلغ أقصى سمك لها زهاء ٦ متر ، وهي تتركب من خليط من الصلصال والرمل والحصى ، ونسبة الصلصال أكبر وتتداخل فيها كتل صخرية جيرية متفاوتة الأحجام . ولا تظهر تكوينات هذه المصطبة على الجانب الأيمن إلا بسمك ضئيل ، لا يزيد على ٧٠ سم ، وترتكز هنا على طبقة من المجمعات الصخرية الجيرية المحمرة (الصلصال الأحمر هو المادة اللاحمة) يبلغ سمكها نحو ٥ م (شكل ٢٣) .

وفوق قاع الوادي تراكمت كميات ضخمة من الرواسب النهرية بسمك كبير يتراوح بين ٤ ـ ١٧ متر . وهي تبدأ من أسفل بتكوينات حصوية وصلصالية تتداخل فيها كتل جيرية وترتكز جميعاً على الأساس الصخري الجيري . ويعلو هذه التكوينات غطاء من الرواسب النهرية الحديثة يتراوح سمكه بين ٢ ـ ٦ متر ، وفيه ينحر القطارة مجراه الحالي إلى عمق يتراوح بين ١ ـ ٣ متر (شكل ٢٣) .

وينحدر قاع الوادي على امتداد مسافة نحو ١١ كم فيما بين بوسديرة وبولّيات من ارتفاع ٢٠٢ متر الى ارتفاع ١٥٥ متر تقريباً ، بمتوسط انحدار قدره ٤,٧ متر لكل كيلومتر . ويعظم الانحدار قرب بولّيات حتى ليبدو الوادي في هيئة خانق يصل عمقه إلى ١٢٠ متراً . وتتميز الصخور الجيرية المكونة لجوانب الوادي في هذه الشقة بكثرة التكسر والتشقق . وتمتد الشقوق موازية لامتداد جوانب الوادي . ويبدو أن المسلك الرئيسي الذي اتخذه التدفق السطحي في الأصل قد سار على امتداد كسور مشابهة . ومع هذا فإننا لا ينبغي ان ننكر فعل الماء في طبقات من الصخور الجيرية المتفاوتة الصلابة والمقاومة . ويشتد انحدار الجوانب بالاتجاه نزلاً نحو بولّيات . وهو انحدار هين على منحدرات الثنيات المحدبة (بين ١٠ ـ

٢٠°) وشديد على منحدرات الثنيات المقعرة (بين ٢٠ – ٣٥°).

ومن الممكن رؤية مكونات انزلاقات أرضية في أكثر من موضع ولكنها محدودة. وظواهر تحركات المواد على جوانب منحدرات الوادي شائعة نسبياً خصوصاً فوق منحدرات المنحنيات المقعرة. ويفترش قاع الوادي غطاء رسوبي يرق بالاتجاه نزلاً نحو المصب نظراً لازدياد درجة الانحدار في هذا الاتجاه واشتداد قدرة التعرية المائية. وهو يتركب عموماً من حبيبات صلصالية تختلط بها كميات كبيرة من الحصى والحصباء وتتداخل فيها كتل من الصخر الجيري.

وقد أمكن تتبع عدد من أجزاء مدرجات نهرية قديمة فيما بين منسوبي ١٨٠ – ٢٠٠ متر (شكل ٢٤) وهي تظهر بوضوح حيثما وجدت أماكن مناسبة لحفظ تكويناتها. ويتكرر وجودها على جانبي الوادي في كل الشقة المحصورة بين بوسديرة وبوليات. وتظهر قطوع هوامش المدرجات في حالة جيدة في كثير من الأماكن بارتفاع يتراوح بين ٣ – ٤ متر، ولكنها في أماكن أخرى تبدو مشوشة وغير واضحة وتختفي هنا وهناك فلا تكاد تبين (شكل ٢٤). وأكبر مصطبة أمكن تتبعها تقع بدايتها على الجانب الأيسر من الوادي على بعد نحو ١٢٠٠ متر شرق بوليات، ويتفاوت اتساعها ووضوح حافتها من موضع لآخر على امتداد طولها الذي يبلغ زهاء ٨٠٠ متر، ثم تختفي وتعود للظهور مرة أخرى على جانبي الوادي، وارتفاعها بين ١٨٠ – ١٩٠ متر. وتتركب رواسب المدرجات من تكوينات صلصالية رملية وحصوية، وتتداخل بينهـا مستويات من الحصى والحطام الصخري الجيري، والحصى شبه مستدير وبعضه سيء الصقل والاستدارة.

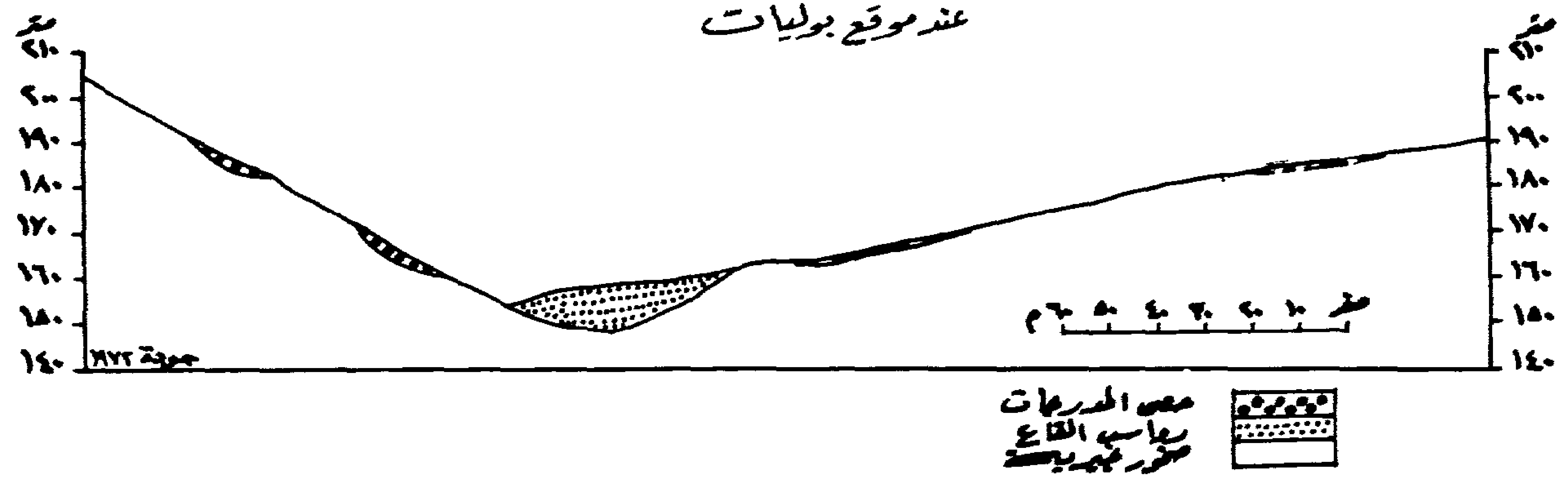
وتتميز روافد الوادي في هذا الجزء من حوضه بانحدارات كبيرة، وتجري فيها المياه بسرعة كبيرة عقب هطول الأمطار الغزيرة وتكتسح معها كميات كبيرة من المواد الصلصالية والحصى والحطام الصخري.

مدرجات
وادى القطارة - ليبيا
لمسافة نحو ٦ كيلومتر من موقع بوليات صوب المنبع
الأساس: خريطة جيولوجية للخزان الثانوى - مشروع الوادى
البيانات: من واقع الدراسة الحقلية

مناسيب المدرجات بالأمتار
حصى مدرجات الوادى
رواسب قاع الوادى

ش
ش
١٨٠ - ٢٠٠
١٩٠ - ٢٠٠
١٨٠-٢٠٠
١٩٠-٢٠٠
١٨٠-١٩٠
١٨٠-١٩٠
١٨٠-١٩٠
١٨٠-١٩٠
١٩٠ - ٢٠٠
١٩٠ ٢٠٠
١٩٠ ٢٠٠
السد الثانى
بوليات
٢٠٠ ٤٠٠ ٦٠٠ ٨٠٠ ١٠٠٠م
جودة ١٩٧٢

شكل (٢٤)


قطاع عرضي لوادي القطارة - ليبيا
عند موقع بولبات
متر
٢١٠
٢٠٠
١٩٠
١٨٠
١٧٠
١٦٠
١٥٠
١٤٠
متر
٢١٠
٢٠٠
١٩٠
١٨٠
١٧٠
١٦٠
١٥٠
١٤٠
صفر ١٠ ٢٠ ٣٠ ٤٠ ٥٠ ٦٠م
حصى المدرجات
رواسب القاع

(شكل ٢٥)

وعند مصباتها في الوادي الرئيسي ، وعلى مناسيب تضاهي مناسيب المدرجات النهرية القديمة السالفة الذكر توجد بقايا مخروطات رسوبية قديمة يبلغ سمك طبقاتها أكثر من ٦ متر ، وتتركب من مواد غير متجانسة من الحصى والحطام الصخري المختلط بالصلصال ، وكلها تبدو متآكلة من تأثير عمليات التجوية ، وتغطيها طبقة رقيقة أحدث من الصلصال والحصى .

ويضيق قاع الوادي عند بئر بوليات فلا يتعدى اتساعه ٦٠ متر (شكل ٢٥) . وهو هنا عند نطاق مخرجه من هضبة الرجمه إلى هضبة بنينه يصنع منعطفاً صغير الحجم نوعاً ، جانبه الأيمن هين الانحدار (نحو ١٠°) ، وجانبه الأيسر شديد الانحدار (٣٥°) . وبالإضافة إلى بقايا رقيقة السمك لمصطبتين متقابلتين على الجانبين بين منسوبي ١٩٠ — ١٨٠ متر ، يوجد نطاق تعرية على الجانب الأيسر بين منسوبي ١٧٠ — ١٦٠ متر مغطى بغطاء سميك من الرواسب يمثل مصطبة أحدث . وقد شقت شركة مشروع القطارة خندقاً على امتداد عرض المصطبة بلغ طوله ٢٠ متر وعمقه ٣ متر للتعرف على ليثولوجية التكوينات . وتبين أنها تتركب من صلصال رملي يختلط بالحصى والحطام الصخري الجيري . والتكوينات في معظمها هشة ضعيفة التماسك ومتحللة متآكلة بفعل التجوية . ويقابل هذه المصطبة على الجانب الأيمن مصطبة على نفس المنسوب هينة الانحدار وتتغطى بغطاء رقيق من الصلصال والرمل والحصى . ومن الممكن الوصول إلى الصخر الجيري الأساسي ورؤيته على امتداد هذا المنحدر الأيمن بالحفر الضحل ، بل إنه ليبدو مكشوفاً في أكثر من موضع .

وابتداء من منسوب ١٦٠ م على الجانب الأيمن ومنسوب ١٥٥ م على الجانب الأيسر يفترش قاع الوادي غطاء رسوبي يزداد خشونة بالعمق ويبلغ أقصى سمكه ٩ متر ، ويرتكز على الأساس الصخري الجيري الدولوميتي اللين . وفيه تشق المياه حين سقوط المطر مجرى أشبه بخندق قائم الجوانب عمقه يصل إلى ٢ متر .

ويمتد قاع وادي القطاره بين بوليات وحوش الهواري فوق أرض تتركب من الصخور الجيرية الميوسينية التي أصابتها العمليات الكارستية بقدر معتدل . وعلى كلا جانبي الوادي عند مخرجه إلى هضبة بنينه وحتى مسافة تقرب من ٢ كم غرباً توجد بقايا مروحة رسوبية تتركب من تكوينات غير متجانسة من الصلصال والحصى والحطام الصخري وتمتد شمالاً وجنوباً بين كنتوري ٢٠٠ ــ ١٧٠ متر .

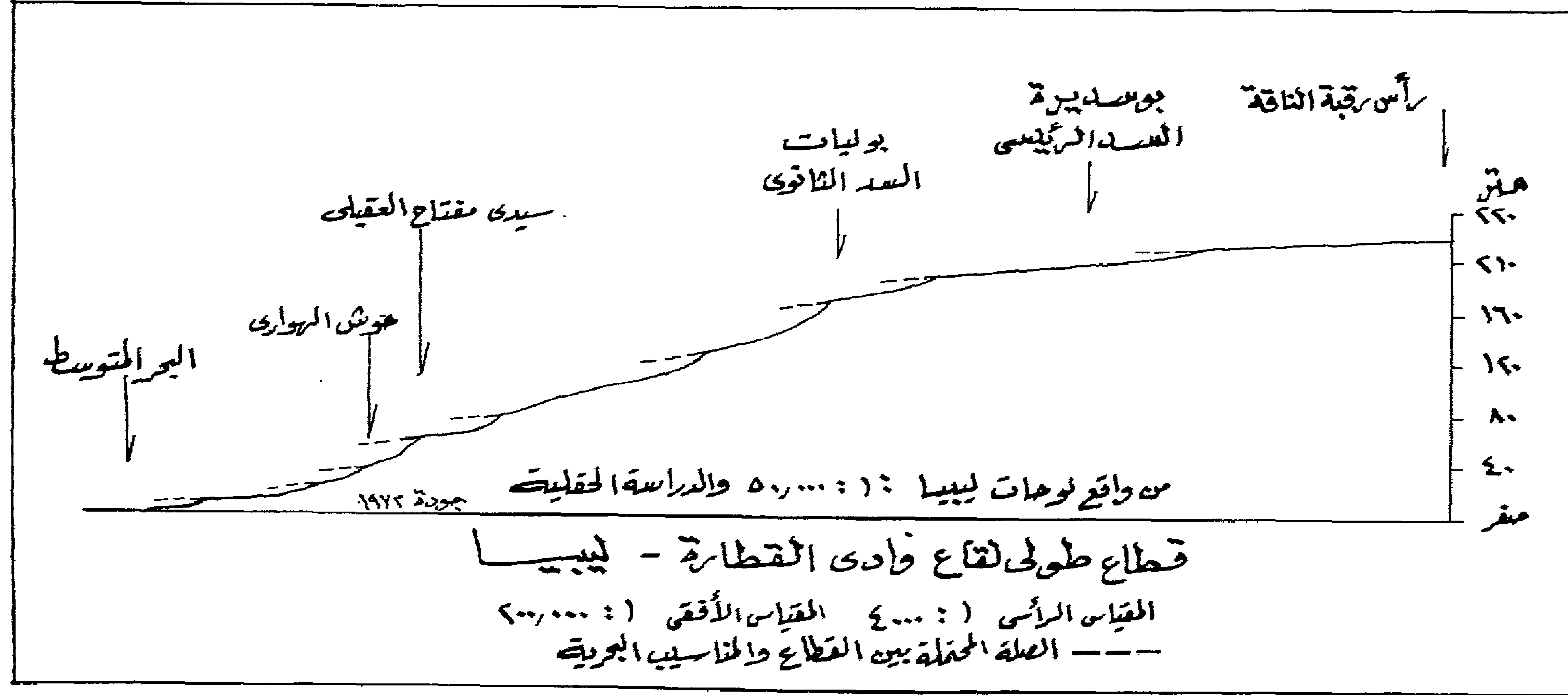
ويسير وادي القطارة فوق هضبة بنينة وسهل بنغازي إما فوق أرض صخرية أو حصوية ، أو يخترق أراضي تتركب من التيراروسا ، والأخيرة تبلغ سمكاً كبيراً خصوصاً على جانبه الأيسر . ويبدو من المجسات التي أجرتها شركة القطاره في الشقة الممتدة من حوش الهواري حتى الساحل أن تكوينات التيراروسا تصل إلى سمك أقصاه ٧,٥ متر . وفي موقع الهواري شاهدنا محجراً يستغله مصنع الأسمنت وفيه يبلغ سمك طبقة التيراروسا ٦ متر وترتكز على أساس من الصخر الجيري الميوسيني الناصع البياض .

وعلى الرغم من صعوبة التعرف على تكوينات مدرجات قديمة في هذه المسافة من مجرى الوادي ، إلا أنه يتضح وجود بقايا مروحة رسوبية قديمة يجري تجديدها باستمرار بواسطة الوادي عند حضيض حافة هضبة بنينة . وعند منسوب ٦٠ متر حول سيدي مفتاح العقيلي تنتشر تكوينات حصوية خشنة ، وفيما بين منسوبي ٤٥ ــ ٣٥م توجد رواسب نهرية حصوية حفرت فيها شركة القطارة مجساً يستبين منه أن سمك تلك الرواسب يصل إلى ٢,٥ م . وفي النطاق الساحلي وعند منسوب ٨,٥ م حفرت الشركة مجساً آخر وصل بعد سمك من التيراروسا بلغ نحو ١,٥ م إلى تكوينات بحرية من الصخر الرملي اللين ، والصلصال الرملي سمكها حوالي ٧ م ، وترتكز عند منسوب البحر على مارل أزرق صلب ميوسيني العمر .

من هذا العرض السابق يتبين لنا بوضوح وجود ٩ مدرجات نهرية تقع على جوانب الوادي الرئيسي ابتداء من قسمه الأعلى المعروف باسم « رقبة الناقة » حتى مصبه في البحر (انظر الجدول رقم ١) . ولكي نستكمل الدراسة رسمنا قطاعاً طولياً لقاع الوادي الرئيسي من واقع لوحات لوحات ليبيا ١ : ٥٠,٠٠٠ ثم صغرنا القطاع إلى ١ : ١٠٠,٠٠٠ ثم إلى ١ : ٢٠٠,٠٠٠ في محاولات لاستكشاف نقط تجديد الشباب ومقارنتها بمناسيب المدرجات النهرية . (شكل ٢٦) . ومن القطاع تظهر تسع نقط واضحة عند المناسيب التالية على التوالي : ٢١٠ م ، ١٩٠ م ، ١٧٠ م ، ١٣٠ م ، ٨٠ م ، ٦٠ م ، ٤٠ م ، ٣٠ م ، ١٠ م . وعلى الرغم من أن نقاط تجديد الشباب على القطاع الطولي لنهر ما تعتبر مشبراً لتغير في مستوى القاعدة ، وهو بالنسبة لوادي القطارة منسوب البحر ، إلا أنه يستحيل الاعتماد عليها وحدها نظراً لصعوبة التعرف على قوس القطاع السالف وإمكانية عدم انتظامه أصلاً من جهة ، ثم إن قطاع وادي القطاره لا بد وقد تأثر أيضاً بعمليات الرفع النشيطة التي أصابت حوضه (كجزء من الجبل الأخضر) ابتداء من عصر البلايوسين .

ولا شك أن المدرجات النهرية تقدم مساعدة فعالة في محاولة بناء القطاعات النهرية ، إذ يمكن اتخاذ المدرج وسيلة لمد أجزاء القطاع ابتداء من نقط التجديد في اتجاه المصب ، ثم محاولة ربط هذه وتلك وموازاتها بخطوط الشواطيء أو الأرصفة البحرية القديمة وهذا ما يوضحه الجدول رقم (١) .

والمدرجات الخمسة الأقدم بلايوسينية — بلايوستوسينية . وبعض منها يقابل الرصيف البحري الكلابري . وأغلب الظن أنها نشأت مع نقط التجديد التي توازيها نتيجة لحركات تكتونية ، ومثلها الرصيف الكلابري فهو رصيف آيزوستاتي . والمدرجات الأخرى مع ما يصاحبها من نقط التجديد ناشئة في أكبر الاحتمالات عن ذبذبات


رأس رقبة الناقة
بوسديرة
السد الرئيسي
بولياث
السد الثانوي
سيدى مفتاح العقيلى
حوش الهوارى
البحر المتوسط
متر
٢٢٠
٢١٠
١٦٠
١٢٠
٨٠
٤٠
صفر
جودة ١٩٧٢
من واقع لوحات ليبيا ١ : ٥٠,٠٠٠ والدراسة الحقلية
قطاع طولى لقاع وادى القطارة - ليبيا
المقياس الرأسى (: ٤٠٠٠ المقياس الأفقى (: ٢٠٠,٠٠٠
--- الصلة المحتملة بين القطاع والمناسيب البحرية

شكل (٢٦)

ارصفة بحرية بحوض البحر المتوسط (بالأمتار) بيدل Buedel (١٩٦٣)	ارصفة بحرية بحوض البحر المتوسط (بالأمتار) فوللشتيت Woldstedt (١٩٦٦)	ارصفة بحرية تونس ـ الجزائر (بالأمتار) ديبريه Deperet (١٩٢٨)	مناسيب بحرية إقليم مريوط مصر ـ بالأمتار شكري وآخران (١٩٥٦)	الرصيف البحري وعمره	ارصفة بحرية برقة ـ ليبيا (بالأمتار) هي وماكبيرني (١٩٥٥)	وادي القطارة ليبيا جودة (١٩٧٢) مدرجات (بالأمتار)	وادي القطارة ليبيا جودة (١٩٧٢) نقط تجديد الشباب (بالأمتار)
				الكلابري ـ بلايوستوسين أقدم	١٤٠ ـ ٢٠٠ شاطئان بحريان	٢٣٠ ـ ٢٤٠	—
						٢٠٥ ـ ٢١٥	٢١٠
١٨٠						١٨٠ ـ ٢٠٠	١٩٠
						١٦٠ ـ ١٧٠	١٧٠
						١٢٠ ـ ١٣٠	١٣٠
١٠٠	٨٠ ـ ١٠٠	٩٠ ـ ١٠٠	٨٠ ـ ١١٠	الصقلي، ما قبل جونز	٧٠ ـ ٩٠	٧٠ ـ ٨٠	٨٠
٦٠	٦٠	٥٥ ـ ٦٠	٦٠	ميلازي، جونز ـ مندل	٤٤ ـ ٥٥	٥٠ ـ ٦٠	٦٠
٢٨ ـ ٤٠	٣٠	٢٨ ـ ٣٠	٣٥	تيراني، مندل ـ ريس	٣٥ ـ ٤٠	٣٥ ـ ٤٥	٤٠
٢٨ ـ ٢٠	١٥ ـ ١٨	١٨ ـ ٢٠	٢٥	موناستيرا «١»، ريس ـ فورم	١٥ ـ ٢٥	١٢ ـ ٢٧	—
٧ ـ ٨	٧ ـ ٨	٥ ـ ٦	١٠	موناستير «٢»، مابعد الجليد	٦	تيرا روزا ٧ رمل بحري	١٠

جدول (١) المدرجات ونقط التجديد بوادي القطارة ومقارنتها بالأرصفة البحرية في حوض البحر المتوسط

إيوستاتية في مستوى القاعدة تعاصر مناسيب البحر الصقلية والميلازية والتيرانية . ويفتقر القطاع لنقطة انقطاع تقابل منسوب البحر الموناستيري رقم ١ الذي يمثله هنا التيراروساّ ابتداء من منسوب ٢٧ م . وأخيراً توازي تكوينات الرمل البحرية ونقطة التجديد على ارتفاع ١٠ م الرصيف الموناستيري رقم ٢ .

المراجـــع

جودة حسنين جودة (١٩٦٦) : العصر الجليدي ، أبحاث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين . منشورات جامعة بيروت العربية ، بيروت .

جودة حسنين جودة (١٩٧١) : عصور المطر في الصحراء الكبرى الافريقية بحث في الجيومورفولوجيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع . مجلة كلية الآداب ــ جامعة الاسكندرية .

لوحات ليبيا : ١ : ٥٠,٠٠٠ و ١ : ١٠٠,٠٠٠ و ١ : ٢٥٠,٠٠٠ .

Buedel, J. : (1963), Die Gliederung der Wuerm-Kaltzeit. Wuerzburg.

Cotton, Ch. : (1963), The question of high pleistocene shorelines. Trans. roy. Soc. New Zealand (Geol.) 2, 5, Wellington.

Depéret, C. : (1928), Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. C.R. Acad. Sci. Paris.

Flohn, H. : (1963), Zur meteorologischen Interpretation der pleistozaenen Klimaschwankungen. Eisz. u. Geg. 14.

Hidroprojekat : (1967), Contract documents for construction of Wadi Gattara Project, Vol. 16. Beograd.

McBurney, C.B.M. & Hey, R.W. : (1955), Prehistory and Pleistocene Geology in Cyrenaican Libya, London.

Shukri, N.M., and Others : (1956), The Geology of the Mediterranean coast between Rosetta and Bardia, Part II : Pleistocene Sediments, Geomorphology and Microfacies, Bull. Inst. Egypte, T. XXXVII.

Woldstedt, P. : (1954), Das Eiszeitalter, Bd. 1, Stuttgart.

Woldstedt, P. : (1966), Ablauf des Eiszeitalters. Eisz. u. Geg. 17.

Zeuner, F.E. : (1959), The pleistocene Period, 2d ed. London.

البحث العاشر

سهل بنغازي

سهل بنغـازي

الموقـــع :

ينحصر سهل بنغازي فيما بين الهوامش الغربية للجبل الأخضر والساحل الشرقي لخليج سرت . وهو يبدو بشكل مثلث رأسه في الشمال عند بلدة توكرة ، وقاعدته في الجنوب فيما بين بلدتي الزويتينة على الساحل وأنتيلات في الشرق . ويضيق السهل في الشمال نظراً لاقتراب الحافة الخارجية للجبل الأخضر من الساحل ، ولكنه ما يلبث أن يتسع بالاتجاه جنوباً ، إذ تبتعد الحافة عن الساحل بالتدريج . وأقصى عرض يبلغه السهل يصل إلى ٥٠ كم . وحدود السهل في الجنوب غير واضحة ، فهو يتداخل في الأراضي السهلة الفسيحة المشرفة على خليج سرت .

البناء الجيولوجي :

تتركب أرض سهل بنغازي كلية من صخور رسوبية ، وهي كلها من صخور الكربونات البحرية النشأة التي تنتمي لعصر الميوسين . وأحدث الطبقات الصخرية ما ينتمي منها للفترة الهلفيتية **Helvetium** التابعة للميوسين الأوسط ، وهي تتركب من صخور جيرية دولوميتية ومارلية ،

ويشيع انتشار هذه الصخور في السهل وأيضاً فوق هضبة الرجمة ، وإن كانت تتغطى هناك أحياناً بغطاء من الصخور الجيرية الدولوميتية التابعة لفترة تورتون Torton (انظر الخرائط الجيولوجية المرفقة بتقرير القطارة ١٩٦٧) .

وترتكز تكوينات الميوسين الأوسط على تراكيب صخرية تتألف من المارل الأخضر الضارب للزرقة ومن الحجر الجيري الطباقي المارلي الرملي ، وهي كلها تنتمي لفترة بورديجال Burdigal التابعة للميوسين الأسفل ، وتبرز لها مظاهر قرب «حوش الهواري» في قاع وادي القطارة . وترتكز طبقات الميوسين الأسفل فوق الصخــور الجيرية الإيوسينية مباشرة ، والأخيرة تبدأ في العمق عند منسوب يتراوح بين ١١٠ — ١٤٠ متر في القسم الغربي من هضبة الرجمة .

وتنتشر رواسب الزمن الرابع على امتداد الشريط الساحلي ، وتتمثل في الداخل في غطاء رقيق من التربة الحمراء يكسو الصخور الجيرية .

ومن الوجهة التكتونية هناك نطاق عيبي يتمثل في هيئة التواء وحيد الجانب ، هبط جانبه الغربي على طول امتداد حافة الدرجة الأولى من بلدة «طلميته» شمالاً حتى جنوبي بلدة «بنينه» . وفي القسم الأوسط من السهل نصادف نظماً صدعية متوازية تمتد امتداداً عاماً من الشرق إلى الغرب فيما بين حضيض حافة الرجمة شرقاً إلى الساحل غرباً فيما بين «سيدي خليفة» شمالاً وجنوبي مدينة بنغازي جنوباً . وهناك نظم أخرى انكسارية أقل إمتداداً تجري متوازية مع بعضها من الشمال إلى الجنوب ومتعامدة على النظم الصدعية السابقة الذكر (تقرير القطارة ١٩٦٧ — الخرائط الجيولوجية) . ولهذه الظواهر التكتونيّة أهميتها الخاصة في دورة الماء الباطني وفي ظهور الأشكال الكارستيّة التي نتناولها بالدراسة بعد قليل .

حافات { كثافة الهشور وقصره دليل على شدة في الارتفاع والانحدار }
أودية جافة
كثبان رملية
تلال متخلفة وكثبان قديمة (في الشريط الساحلي)
مراوح رسوبية
حفر كارستية
بحيرات كارستية
لاجونات
سبخات
طرق برية
كيلو متر
٠ ٥ ١٠ ١٥

البحر المتوسط
سهل بنغازي
الدرجة الأولى
الجبل الأخضر
توكرة
دريانة
بنغازي
سيدي خليفة
بحيرة عين زيانة
البيضا
هضبة بنينة
هضبة الرجمة
الرجمة
وادي القطارة

القسم الشمالي
من
سهل بنغازي

جودة ١٩٧٢

شكل (٢٧)

جيومورفولوجية السهل

حافة الرجمة :

يتحدد السهل من جهة الشرق ، كما أسلفنا ، بواسطة حافة الدرجة الأولى للجبل الأخضر التي ندعوها بحافة الرجمة . ويمكن تتبع أعاليها وأسافلها بكل وضوح ابتداء من « توكرة » شمالاً حتى « أنتيلات » جنوباً ، سواء في الحقل أو من واقع خرائط مقياس ١ : ١٠٠,٠٠٠ ومقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠ . ويبقى حضيض الحافة فيما بين البلدتين على منسوب يتراوح بين ١٥٠ — ٢٠٠ متر ، أما أعلاها فيتراوح بين منسوبي ٢٥٠ — ٣٠٠ متر ، وإلى الجنوب من خط عرض بنغازي يظل أسفل الحافة على نفس المنسوب تقريباً (بين ١٥٠ — ٢٠٠ متر) بينما يضمحل ارتفاع أعاليها بالتدريج كلما تقدمنا جنوباً ، حتى تختفي في مشارف أنتيلات ، ومنحدرات الحافة شديدة محدبة في أعاليها مستقيمة حتى أسافلها حيث تلتقي بالسهل بشكل فجائي . وتخلو كل منحدرات الحافة في كل المواضع التي رأيناها ، وهي كثيرة ، تماماً من أيّة علامات لمدرجات ثانوية .

ويقطع الحافة عدد كبير من الأودية الخانقية التي تكثر إلى الشمال من دائرة عرض بنغازي على أبعاد قد لا تزيد أحياناً عن بضع عشرات من الأمتار (شكل ٢٧) . وينجح بعض من الأودية في عبور سهل بنغازي ويصل إلى البحر كوادي السلايب جنوبي توكرة ، ووادي القطاره جنوبي بنغازي . وبعضها الآخر يقطع جزء من السهل ثم تغيض مياهه قبل أن يداني الطريق البري من بنغازي إلى توكره . ومعظمها تنتشر مياهها وتتوزع رواسبها على مسافات قصيرة من مصباتها في السهل .

وتجري الأودية فوق هضبة الرجمة على أرض هيّنة الانحدار نوعاً ،

ولهذا فمجاريها ضحلة في العادة وتتغطى بغطاء رسوبي. وتكبر الانحدارات قرب مخارجها من الحافة، فيعظم النحت الرأسي، وتظهر منعطفات الشباب متقاربة. ويتميز كل منعطف بقطع شديد الانحدار في الجانب المقعّر، ومنحدر هيّن الانحدار تكسوه الرواسب وينمو عليه النبات. وقيعان كثير من الأودية صخرية تكثر بها الحفر الوعائية التي عن طريق تعميقها وتوسيعها ما تزال الأودية تعمق مجاريها (شكل ٢٨).

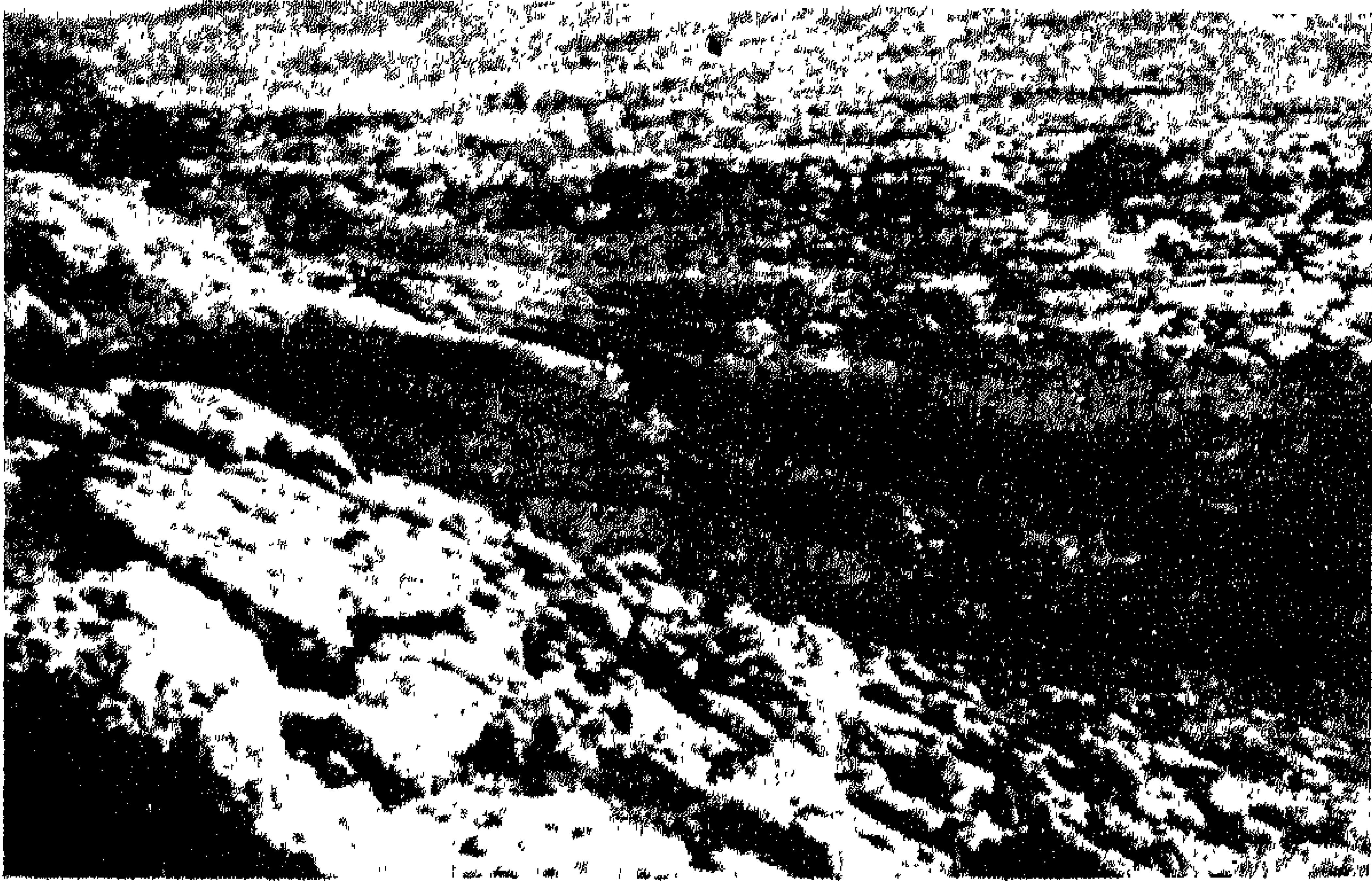


شكل (٢٨) حفر وعائية في قاع أحد الأودية التي تقطع حافة الرجمة (وادي زازا). ويظهر سهل بنغازي في مؤخرة الصورة.

وحين نصعد على امتداد الأودية إلى أعالي الهضبة تتسع قيعانها، ويفترشها حينئذ غطاء من الحصى والحطام الصخري بعضه مصقول مستدير، والبعض الآخر خشن سيء الصقل والاستدارة (شكل ٢٩) وقد تتغطى القيعان برواسب صلصالية تختلط بالرمال والحصى، وفيها تشقّ المياه حين سقوط المطر مجراها الحالي (شكل ٣٠). وما تزال



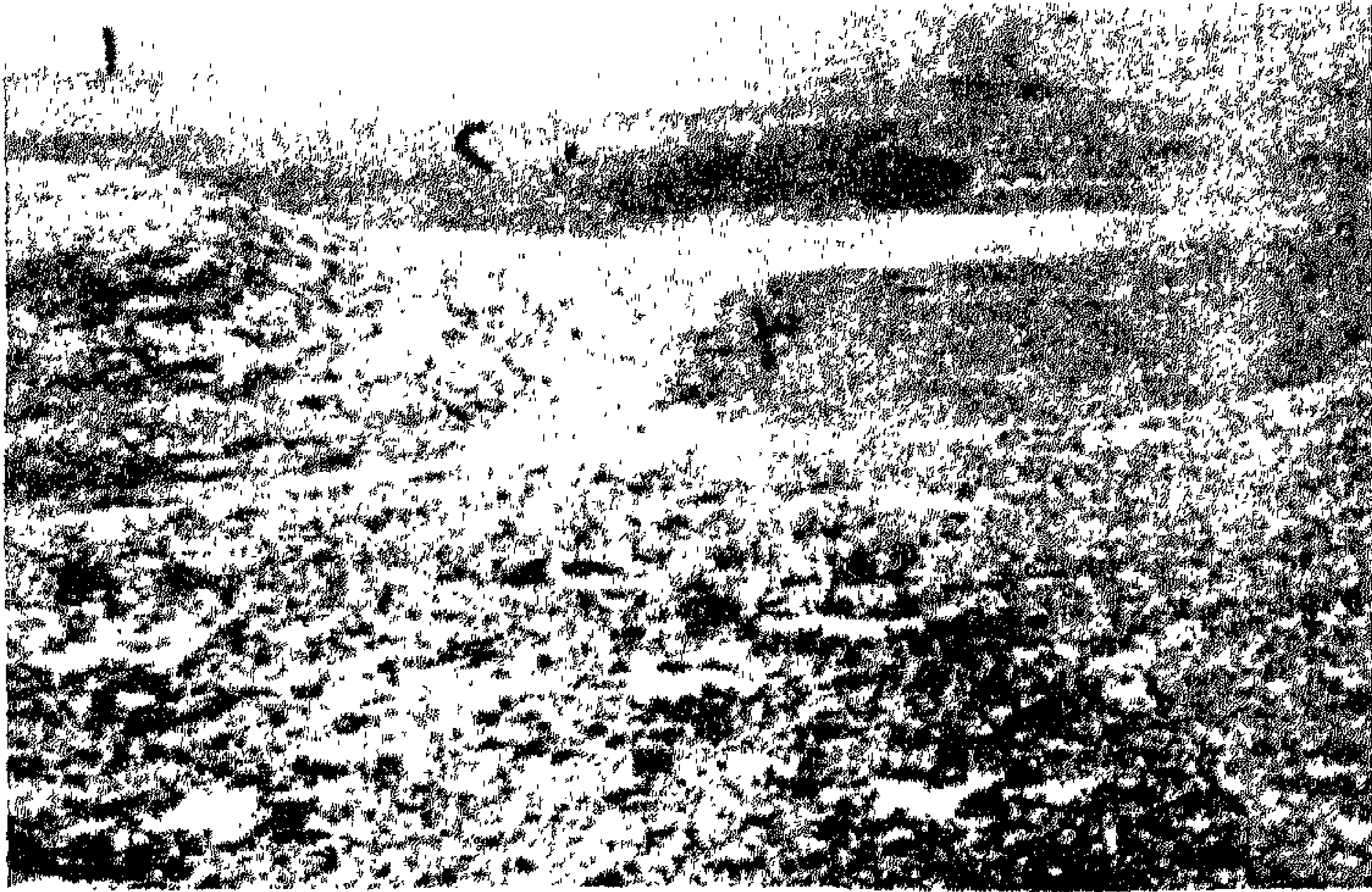
شكل (٢٩) : جزء من قاع وادي السلايب مغطى بالحصى .



شكل (٣٠) قسم من الجزء الأدنى للوادي الذي يقع مخرجه من حافة الرجمة على يمين الطريق المؤدي إلى بلدة الرجمة . القاع مفروش بالرواسب الصلصالية ، وفيها تشق المياه لها طريقاً .

منحدراتها هيئة نوعاً، ولكن لا أثر لمدرجات مكتملة النمو، اللهم إلا قطوع تعرية على مستويات متفاوتة الارتفاع تغطيها تكوينات حصوية وصلصالية رقيقة السمك.

وعند مصبات الأودية في السهل تنتشر الرواسب في هيئة مراوح تستدق حبيبات مكوناتها بالابتعاد عن منطقة المصب. وفي المناطق التي تتجاور فيها المصبات تلتحم المراوح ببعضها مكونة لنطاق عريض يمتد بحذاء حضيض الحافة (بجاده). وتتجدد هذه المراوح كل عام أثناء فصل الشتاء حين تتساقط الأمطار وتسيل المياه في الأودية (شكل ٣١). ولما تجلبه الأودية من رواسب صلصالية حمراء أهميتها في



شكل (٣١) المراوح الرسوبية عند مصبات الأودية في سهل بنغازي. حينما تتجاور مخارج الأودية تتلاحم المراوح الرسوبيـة مكونة لنطاق بيدمونتي ينحدر انحداراً هيناً صوب السهل. وفيه تستدق حبيبات مكوناته بالابتعاد عن حافة الرجمة. ١،٢،٣ ـ ثلاث مراوح تغطيها تكوينات رطبة حديثة الإرساب.

إخصاب المزارع البعلية القليلة التي يتحدد وجودها بالتجاويف الضحلة في السهل وإلى هذه الأودية يعزى ترسيب التربة الحمراء فوق السهل يساندها في توزيعها فعل الرياح. ويختلف سمكها حيثما وجدت بحجم الوادي الذي نقلها وأرسبها.

المظهر العام للسهل :

يتميز السهل المحصور بين حافة الرجمة وساحل البحر بانحدارات هيّنة (شكل ٣٢). فتبدو الفواصل الأفقية بين خطوط الارتفاعات المتساوية منتظمة إلى حد كبير، وهي تتسع بالاتجاه جنوباً مع اتساع



**شكل (٣٢) : قسم من سهل بنغازي شرقي طريق بنغازي – توكره.
يبدو السهل منبسطاً هين الانحدار، وحصوى صخري في معظم الأحوال.
ويظهر النبات الخشن الفقير نامياً في أكمات صلصالية. وفي مؤخرة الصورة تظهر حافة الرجمة.**

السهل نتيجة لانفراج ضلعي المثلث الممثلين في الحافة وخط الساحل. ولا يضطرب انتظام خطوط الكنتور على امتداد السهل من أقصى الشرق إلى أقصى الغرب، إلا في منطقة بنينه فيما بين دائرتي عرض ١٠َ٣٢°ـ ٣٢° شمالاً. فإلى الشرق من بنغازي بنحو ١٨ كم وإلى الغرب مباشرة من بلدة بنينه تتجاور خطوط الكنتور، فتظهر بذلك حافة يتحدد حضيضها بخط الكنتور ٩٠ متر وقمتها بمنسوب ١١٠ متر (شكل ٢٧). وقد سبق لديزيو (١٩٣٩) وهيى (١٩٥٥) أن ميزاها بجرف بحري قديم. ويمكن تتبع هذه الدرجة الثانوية على مسافة تصل إلى نحو ١٥ كم، وهي أظهر وأوضح في شمال بنينه منها في جنوبها. وما تلبث أن تتلاشى بالتدريج في اتجاه الشمال والجنوب وتختفي في الانحدار التدريجي المنتظم للسهل تجاه البحر (شكل ٢٧).

ويحدّد كنتور ١١٠ متر حافة هضبة بنينه التي تأخذ في الارتفاع التدريجي المنتظم حتى كنتور ١٥٠ متر الذي يحدد أسافل حافة الرجمة. وسطح هضبة بنينه أشبه بسهل فسيح يتميز بالانبساط في كثير من مناطقه، وبالتضرس الهيّن في المناطق الأخرى. وفي الشقّة المحصورة بين وادي القطارة جنوباً وطريق بنغازي ــ بنينه شمالاً، نرى الانبساط أظهر ما يكون وتتغطى الأرض بغطاء رقيق من التربة الحمراء، ويكسوها شتاء نبات القمح والشعير والحشائش. وإلى الشمال من الطريق المشار إليه تأخذ الأرض في التموّج متخذة شكل المنخفضات الضحلة المكسوة بالتربة الحمراء، والربوات الهينة الانحدار، العارية الصخر في معظم الأحيان. يضاف إلى ذلك عدد من مجاري الأودية تشارك في تقطيع المظهر المنبسط العام.

وظواهر الكارست في هضبة بنينة قليلة ومحدودة الأبعاد. من ذلك إثنتان على جانبي بداية الطريق البري من بنينه إلى الرجمة، واثنتان متقابلتان، حوالي منتصف الطريق، وواحدة على يسار الطريق عند

أسفل حافة الرجمة ، وكلها قليلة الغور وليس لها اتصال بمستوى الماء الجوفي . وهي ظواهر سطحية نشأت عن الإذابة الموضعية في عدسات من الصخور الجيرية اللينة ، وتتغطى قيعان بعضها بالتربة الحمراء .

وفيما عدا حافة بنينة لا يقطع انتظام انحدار السهل مظهر جيومورفولوجي واضح ، اللهم إلا درجة في مشارف بلدة توكره لا تستبين في الخرائط الكنتورية ، ميّزها هي عام ١٩٥٥بالدراسة الحقلية وأشار بامتدادها على بعد ١ كم من خط الساحل وموازية له ، وأقصى ارتفاع لها ٢ متر . وأمكنه تتبعها لمسافة ٨ كم شمالى شرق البلدة ولحوالي ١٠ كم في جنوبها الغربي ، وأوضح بأنها تمتد على الجانب البحري لكنتور ١٠ متر ، ويقع أسفلها على امتداد كنتور ٥ متر .

وإذا ما اتجهنا جنوباً يظل الانتظام في انحدارات السطح هو الظاهرة الشائعة ، ولا يقطعه سوى قطوع صخرية محدودة الأبعاد لا يزيد ارتفاعها على متر واحد أو نحوه .

وسهل بنغازي صخري السطح في معظمه . ويظهر الصخر الجيري عارياً في هيئة بقع غير منتظمة الشكل تحيط بها وتفصل بينها تربات ضحلة حمراء أو بنية محمرة (شكل ٣٣) . وهنا وهناك تبرز ربوات صخرية محدّبة ، فسيحة القمم ، هيّنة الانحدار . والرواسب البلايوستوسينية حيثما وجدت رقيقة السمك ، وفي بعض المناطق خصوصاً في نطاقات مجاري الأودية التي تعبر السهل يزداد سمك التربة الحمراء فيتراوح بين ٦ ــ ٧ متر بوادي القطارة في موقع الهواري على طريق سلوق. جنوبي بنغازي بنحو ٩ كم . وهي هناك ترتكز على صخر جيري ميوسيي ناصع البياض ، وتظهر هذه التكوينات في محجر يستغله مصنع أسمنت الهوّارى .



شكل (٣٣) سهل بنغازي فيما بين مدينة بنغازي وبلدة بنينة . الصخر الجيري الميوسيني مكشوف في بقع بيضاء تتداخل بينها رواسب صلصالية بنية محمرة . حافة بنينة تظهر في مؤخرة الصورة .

الظواهر الكارستية :

سبق أن ذكرنا أن سهل بنغازي قد تأثر بالحركات التكتونية التي تظهر في عدد من النظم الصدعية المتقاطعة . وهناك ثلاثة نطاقات صدعية : أحدها يمتد من « سيدي منصور » في الشرق عبر منطقة « الكويفية » إلى « عين زيانة » على الساحل في الغرب .

ونطاق آخر يمتد من بنينه شرقاً إلى منطقة « بوعطني — الليثي » (الغدير) . ونطاق ثالث أقل حجماً يوازي وادي القطارة الأدنى وينتهي جنوب بنغازي . هذا بالإضافة إلى عدد من الكسور الشمالية الجنوبية الاتجاه التي سبقت الإشارة إليها .

ونطاقات التصدّع التي تأخذ اتجاهاً شمالياً جنوبياً موازية لكلا

حافتي الرجمة وبنينة تعتبر المجمعات الأولى للمياه التي تنصرف سطحياً ثم باطنياً خلال الشقوق والكسور والكهوف والمسام التي تكتنف صخور الجانب الغربي من الجبل الأخضر بما فيه حوض القطارة نحو الغرب . أما الكسور التي تتقاطع معها والتي حددناها في ثلاث نطاقات تتخذ اتجاه سير المياه الجوفي من الجبل الأخضر (أي نحو الغرب) ، فهي التي تتسلم المياه من المجمعات المشار إليها، وتحدد تسربها في مجاري باطنية صوب البحـــر .

وتمثل الصخور الجيرية الهلفيتية والتورتونية التابعة للميوسين الأوسط ، مخازن وموصلات جيدة للماء الجوفي . وهي صخور لينة غنية بالحفريات التي تعطي لها نسيجاً إسفنجياً ، وتحوي فواصل وشقوق أصلية وثانوية تعتبر الموصل الرئيسي للمياه . وقد أثر الماء الجوفي على امتداد نطاقات الشقوق والخطوط التكتونية تأثيراً بيّناً وكثيفاً في إذابة الصخور الجيرية ، وساعده في ذلك بناء الصخور المسامية وليونتها .

وعلى امتداد اتجاهات الخطوط التكتونيـــة الرئيسية نجد الأشكال الكارستية الجوفية على اتصال بالاشكال الكارستية السطحية ، ويتضح ذلك بصورة مثالية في نطاق بنينه – بوعطنى في كهف الغدير ، وفي نطاق سيدي منصور – الكويفية في كهف الجبخ ، ثم في البحيرات الكارستية كبحيرة بوجزيرة . وفضلاً عما لهذه النطاقات العيبية من أهمية كبيرة كمخازن للمياه ومجمعات لها ، فإنها في نفس الوقت تقرر اتجاهات تدفق الكميات الكبيرة من المياه الجوفية .

وفي منطقتي الكويفية وبوعطنى ينتشر عدد كبير من الحفر الكارستية المتفاوتة الأحجام (شكل ٣٤) . وكلها عميقة ، وتشرف جدرانها على قيعانها بانحدارات شديدة . وقد لاحظنا في كل حالة أن جوانبها الشرقية شديدة الانحدار ، بل إن الانحدار قائم في معظم الأحيان (شكل ٣٥) .



شكل (٣٤) فتحة حفرة كارستية في منطقة بوعطنى . لاحظ سطح السهل الصخري .



شكل (٣٥) الجانب الشرقي من حفرة كارستية في منطقة الكويفية . الجدار قائم الانحدار ، وما تزال أجزاء الطبقة العليا بارزة تطل على قاع الحفرة .

وهذا إن دل على شيء فإنما يدل على أن الماء الباطني قد شارك في تكوينها . فهي لم تنشأ عن طريق إذابة الماء السطحي للتكوينات الجيرية فحسب وإنما أيضاً عن طريق التقويض السفلي للماء الجوفي . وتوجد الآبار الضحلة والعيون عند أسفل الجروف الشرقية من حيث تصدر المياه باستمرار . وما يزال توسيع الحفر مستمراً بواسطة التقويض الينبوعي . وكثيراً ما نشاهد أجزاء من تلك الجروف الشرقية وقد تساقطت في كتل صخرية كبيرة عند حضيضها ، وأخرى ما تزال معلقة تنتظر دورها في السقوط . وتفترش أرض الحفر الجافة تربة حمراء خصيبة تجود فيها زراعة الخضروات وتنمو بها أشجار النخل واللوز (شكل ٣٦) .



شكل (٣٦) حفرة كارستية في منطقة الكويفيــة . القاع مفروش بالرواسب الصلصالية المحمرة ، وفيها ينمو النخل والخضروات . لاحظ الانحدار القائم للجانب الشرقي للحفرة (يمين الصورة) . وأسفله تنزّ المياه من عيون ما تزال تقوّض اسافل الجرف ، وعلى وجهه تستند كتل صخرية متراكمة سبق انهيارها منه . ارتفاع الجرف ١٢ م .

ومن الحفر الكارستية ما يمتلىء بالمياه مكوناً لبحيرات تختلف في أحجامها ومنها بحيرات صغيرة في منطقة الكويفية . وأكبرها مساحة بحيرة بوجزيرة على يمين الطريق البري إلى توكره مباشرة ، وعلى بعد نحو ٦ كم من بنغازي . وجانبها الشرقي أيضاً قائم الانحدار وتتفجر أسفله من القاع عيون جارية . ومن البحيرات الساحلية ما تستقى مياهها من العيون الدافقة وأشهرها وأكبرها بحيرة عين زيانة الواقعة على يسار الطريق إلى توكره ، وهي ذات اتصال جزئي بالبحر (شكل ٢٧) ومياهها صافية ضاربة إلى الزرقة ، ولهذا فهي تدعى أيضاً بالبحيرة الزرقاء . وتتفجر فيها العيون واضحة من قسمها الشرقي ، ويشاهد على سطحها تيار ظاهر تجري مياهه في اتجاه الغرب نحو البحر .

ومن أشهر الكهوف كهفان : أحدهما معروف مشهور منذ القدم يدعى بكهف الليثي أو الغدير ، ونسبة الأملاح بمياهه مرتفعة ، وطوله غير معروف ، وسطح مائه راكد لم يشاهد فيه تيار متحرك . والكهف الثاني يقع في منطقة الكويفية على يمين الطريق إلى توكره بنحو ٣ كم ويسمى بالجبخ (كلمة ليبية تعني خلية النحل) . ويبلغ عمقه من السطح زهاء ٢٤ متراً ، ومنسوب مائه ملى ارتفاع نحو ٤ متر . وماؤه عذب مستساغ إذ تبلغ نسبة ملوحته ٣ جزء في كل ١٠,٠٠٠ جزء ، بينما تبلغ نسبة ملوحة مياه بنينه من حيث تستقى مدينة بنغازي ٨,٥ جزء لكل ١٠,٠٠٠ جزء . ويستغل ماء الكهف بالضخ إلى سطح الأرض حالياً ، وتؤخذ المياه بالسيارات للاستفادة منها في الأراضي المجاورة . وقد ثبت بالدراسة أن مياه الكهف على اتصال ببحيرة زيانة .

هذا ويعتقد أن مشروع خزان القطارة سيعمل على تحسين نوعية وكمية المياه الباطنية خصوصاً في نطاق بنينه ــ الليثي ، وبدرجة أقل من ذلك في نطاق سيدي منصور ــ الكويفية . ومن المرجح أن الرشح من الخزان الرئيسي في اتجاه الغرب والذي تقدر كميته بحوالي ٤ مليون متر

مكعب سنوياً ، سيجري في نفس اتجاهات المسالك الباطنية الحالية ، أي على امتداد النطاقات التكتونية المشار إليها (تقرير مشروع وادي القطارة ١٩٦٧) .

الشريط الساحلي :

يمتد الشريط الساحلي الذي يتميز بظواهر اللاجونات والسبخات والكثبان الرملية قديمها وحديثها فيما بين خط الشاطىء الحالي والطريق الرئيسي بين الزويتينة وتوكره .

ويمتد بحذاء خط الساحل الحالي مباشرة نطاق من الكثبان الرملية الحديثة التي تبدو من بعيد ناصعة البياض . وهي قد تتصل في هيئة سلسلة مستمرة تتفاوت في ارتفاعها بين ٥ ـــ ١٠ متر ، وقد تتقطع في شكل كثبان مستطيلة تفصل بينها تجاويف أقل ارتفاعاً .

والكثبان الشاطئية الحديثة ما تزال في نمو مستمر ، يدل على ذلك الغطاء الهش من الرمال المتوسطة والدقيقة الحبيبات التي تتحرك فوقها . ويمكن تتبعها من الزويتينة شمالاً حتى بلدة دريانة ، ومن بعدها تضمحل ثم تتلاشى عند « برسيس » جنوبي توكره بنحو ٩ كم . ويرتبط نمو الكثبان الحديثة باتساع نطاق البلاج المجاور لها . فحيثما اتسع نطاق الشاطىء وازدادت ضحولته ، وكان انحداره هيناً سهلاً صوب البحر استطاعت أمواج العواصف أن تقذف بكميات متجددة من الرواسب منشئة لبلاج فسيح ، ما تلبث الرياح أن تدفع بمكوناته صوب الداخل ، فتظل سلاسل الكثبان حيّة نامية . وهذا ما تمكن ملاحظته في كل النطاق الممتد من الزويتينة شمالاً عبر بنغازي حتى قرب برسيس .

ويختلف الوضع عن ذلك إلى الشمال من البلدة الأخيرة . فهنا نجد البلاج يضمحل ، بل نجد الشاطىء صخرياً حيث تمتد الصخور الجيرية

التي يرتكب منها السهل وتصل إليه عند حوالي منسوبه . أو قد تشرف عليه بجروف قليلة الارتفاع (شكل ٣٧) ، وقد تتركب الجروف من مكونات كثبان رملية متصلبة قديمة . وتبدو هذه الظواهر واضحة على الخصوص في النطاق الممتد بين توكرة وسنجة الكوز، ثم في مواضع كثيرة بين الأخيرة وسيدي خليفة . ويلاحظ أيضاً أن البحر عميق بجوار خط الشاطىء مباشرة ، والشاطىء لا شك والحالة هذه ينحدر بشدة صوب البحر مما لا يدع فرصة للأمواج العاصفة من دفع كميات مناسبة من الرمال تكفي لبناء كثبان رملية بأحجام ذات بال . يضاف إلى ذلك



شكل (٣٧) جزء من ساحل سهل بنغازي إلى الشمال من دريانه . تمتد صخور السهل الجيرية فتصل إلى البحر وتطل عليه بجروف قليلة الارتفاع ، وفيها ينشط فعل الأمواج مكوناً لفجوات وكهوف . لاحظ بعضاً من الكتل الصخرية المتساقطة ، وطرح البحر من بقايا الأحياء البحرية .

أن حركة المد والجزر طفيفة ، ومن ثمّ فتأثير المدّ كعامل مساعد في حركة الأمواج البنّاءة جدّ محدود ، كما وأن مقدار الجزر لا يكشف من مواد البلاج شيئاً .

وحينما نترك سلاسل الكثبان الشاطئية الحديثة ونتجه صوب اليابس نجد شريطاً تتناوبه البحيرات الساحلية والسبخات والكثبان الرملية القديمة . وهو يتفاوت في عرضه من مكان لآخر تفاوتاً كبيراً . ففي أقصى الجنوب تمتد الكثبان الرملية القديمة إلى الطريق البري الذي يبتعد عن الشاطىء في بعض الواضع بمقدار ٢٠ كم ، بل إن الطريق ذاته يقطع النطاق أحياناً ، وعلى جانبيه تتّضح ظاهرة الطبقية المتقاطعة التي تميز الكثبان الرملية الهوائية النشأة . وبالاتجاه شمالاً يضيق النطاق وتتحدد سلاسل الكثبان القديمة بسلسلتين ثم بسلسلة واحدة توازي سلساة الكثبان الحديثة المتاخمة للساحل الحالي . وفي المنطقة المحصورة بين بلدتي دريانة وبرسيس تتقطع الكثبان القديمة وتفقد امتدادها الطولي المتصل ، وتبدو في هيئة تلال عديدة مستديرة الأعالي هينة انحدار الجوانب .

وتتركب الكثبان القديمة كالكثبان الحديثة من الوجهة البتروجرافية من حطام الأصداف البحرية الدقيق الحبيبات التي اندمجت ببعضهـا بالكالسيت ، فهي في مادتها لا تختلف عن الرواسب البحرية التي عثر عليها في مواضع مختلفة من الشريط الساحلي كل من دزيو (١٩٣٩) وهي (١٩٥٥) ، ووجه الاختلاف ينحصر في طريقة نقلها وإرسابها . فهذه قد نقلت وأرسبت بواسطة الرياح ، ولهذا فإن حبيباتها تبدو مستديرة حسنة التصنيف ، كما وأن مواد الكثبان تخلو عادة من الرواسب الحصوية والحفريات الكبيرة الحجم . والكثبان القديمة نظراً لقدمها تظهر مغبرة اللون داكنة لطول تأثرها بعمليات التجوية وسفى الرواسب الحمراء .

ولا شك أن هذا النطاق من الكثبان القديمة قد تكون حينما كان منسوب

البحر أدنى منه في وقتنا الحالي بحيث انحسرت المياه عن شاطىء عريض افترش بالرمال التي نقلتها الرياح وأرسبتها مكونة لسلاسل من الكثبان متوازية . ولا يشترط بالضرورة افتراض فترات زمنية كبيرة قد فصلت بين تكوين كل سلسلة وأخرى كما أنه ليس من الضروري افتراض حدوث ذبذبات إيوستاتية متعاقبة لإمكانية تكوينها . ذلك أن هذه الكثبان تتركب كلية من رواسب بحرية جيرية عضوية تسهل إذابتها بمياه المطر الكربونية ثم يسهل تصلبها والتحام حبيباتها بسرعة بإرساب الكالسيت كمادة لاحمة ، وفي اعتقادنا أن الانخفاض الإيوستاتي في منسوب البحر الذي يعاصره تكوين الكثبان القديمة يتفق مع فترة أواخر الجليد ابتداء من مرحلة « بومر Pommer » إلى نهاية مرحلة سالبوسيلكي Salpausselkae . ومن الممكن تأريخ السلاسل الأقدم المجاورة للطريق البري بانخفاض منسوب البحر في مرحلة بومر ، والسلاسل القديمة المجاورة للسلاسل الحديثة الشاطئية بمرحلة سالبوسيلكي .

ويفصل سلاسل الكثبان الشاطئية عن نطاق الكثبان الداخلية بحيرات ساحلية ضحلة مالحة المياه تعرف محلياً بالسبخ (جمع سبخة) . وفي المواضع التي تتحدد فيها سلاسل الكثبان بالشاطىء تظهر اللاجونات بينها وبين الطريق البري مباشرة (شكل ٢٧) . وبعضها ما يزال متصلاً بالبحر عن طريق فتحات متباينة الإتساع تدعى محلياً باسم التوع . وتمتلىء البحيرات بالمياه أثناء الشتاء حين تصلها مياه الأمواج العاصفة ، وتقل مياهها أثناء الصيف . وقد ردمت بعض منها بالرواسب القارية وتحولت أرضها للزراعة كما في نطاق دريانة ، أو قد جففت صناعياً كما في محيط مدينة بنغازي . وحين الجفاف تزهر أملاح السبخ في غطاء أبيض ، لكنه يبدو مغبراً محمراً في معظم الأحيان بسبب إختلاط الأملاح بالمواد الصلصالية الحمراء التي تسغيها الرياح أو تجلبها الأودية التي تنصرف إلى السهل .



شكل (٣٨) : جزء من إحدى سبخات شمالي مدينة بنغازي . وقد بنيت المدينة ذاتها فوق كثبان رملية متصلبة قديمة تكتنفها وتتخللها البحيرات التي جرى ويجري تجفيفها باستمرار لمواجهة التوسع العمراني النشط .

نشأة السهل :

هناك اتفاق عام على أن حافة بنينة ما هي إلا جرف بحري (دزيو ١٩٣٩) (وهيي ١٩٥٥) . وبالمثل فإن رصيف توكرة هو الآخر رصيف بحري (هي ١٩٥٥) . ويعزز هذا الرأي الانحدار العام الذي يتخذه السطح الصخري للسهل صوب البحر ابتداء من حضيضهما من جهة ، ثم المناسيب المنتظمة التي تقع عندها هوامشهما العليا والسفلى من جهة أخـــرى .

وقد ناقش هي (١٩٥٥ ، ص ٤٥ ــ ٤٧) الآراء التي قيلت في

نشوء السهل ومنها رأي دزيو الذي يعتقد بنشأته التكتونية ، كما عرض مختلف العوامل التي يمكن أن تكون قد شاركت في تكوينه وخلص إلى القول بأنه قد نشأ كلية عن طريق التعرية البحرية . فهو يعتقد أن السهل رصيف بحري ، وأن حافة الرجمة التي تحده شرقاً جرفه المصاحب ، وأنهما قد نشآ بوضعهما الحالي كلية أثناء فترة منسوب مرتفع لمياه البحر واحدة . ويرى في استمرار منسوب أسافل الحافة أبلغ دليل يسند نظريته .

وعلى الرغم من أن مشاهداتنا الجيومورفولوجية خلال الدراسة الحقلية تعزز وتتفق مع كل المشاهدات التي سجلها هي ، مما يحملنا إلى الاعتقاد بالدور الهام الذي قامت به التعرية البحرية في ظهور السهل بشكله الحالي ، إلا أننا لا نستبعد بل لا يمكن أن نهمل الدور الذي لعبته العمليات التكتونية في النشأة الأولى للسهل . فبجانب الأدلة الجيولوجية الطيبة التي ساقها دزيو (١٩٣٩ وانظر هي ص ٤٥ — ٤٧) ، قد تبين من الدراسات الجيولوجية الكثيفة التي قامت بها هيئة مشروع القطارة سطحياً وعن طريق المجسات العميقة ، وجود عيب واضح يمتد موازياً لحافة هضبة الرجمة ، وعلى امتداده ينبغي أن يكون الجناح الغربي قد هبط هبوطاً كبيراً . ففي كل المجسات التي أجريت في حوض القطارة قد عثر على التكوينات الإيوسينية عند منسوب يزيد على ١١٠ متر . بينما لم يعثر عليها في كل المجسات التي أجريت في نطاق بنينه — بنغازي على أعلى من منسوب ٣٠ متر .

من هذا نخلص إلى القول بأن النشأة الأولى للسهل قد شاركت فيها العمليات التكتونية سواء برفع الجبل الأخضر على امتداد صدع الرجمة ، وبقاء السهل مستقراً ، أو بالرفع للجبل الأخضر والهبوط للسهل في آن واحد ، ويعزز الشق الأخير كثرة وجود الكسور المحلية في نطاق بنينه — بنغازي . وقد أعقب النشأة الأولى للسهل طغيان مياه البحر

وممارستها لفعل تحاتي دام فترة طويلة أثناءها تشكلت حافة الرجمة وسطح السهل بمظهرهما الحالي. أما حافتا بنينه وتوكره فهما بطبيعة الحال يمثلان منسوبين بحريين أحدث عهداً، عندهما توقف منسوب البحر مستقراً أثناء فترتين متتاليتين طويلتين نسبياً.

المراجـــع

جودة حسنين جودة (١٩٦٦) : العصر الجليدي . منشورات جامعة بيروت العربية .

عبد العزيز طريح (١٩٧١) : جغرافيا ليبيا . الطبعة الثانية . الاسكندرية .

لوحات ليبيا مقياس ١ : ٥٠,٠٠٠ .

لوحة بنغازي بقياس ١ : ١٠٠,٠٠٠ .

لوحة بنغازي مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠ .

لوحة سلوق مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠ .

Desio, A. (1939) : Studi morphologici sulla Libia orientali. Miss. Sci. della R. Acc. d'Italia a Cufra, Vol. II. Rome.

Gregory, J.W. (1911) : The Geology of Cyrenaica. Q. Z.G.S. vol. LXVII, PP. 572-615. London.

McBurney, CB. M. & Hey, R.W. (1955) : Prehistory and Pleistocene geology in Cyrenaican Libya. London.

البحث الحادي عشر

المدرجات البلايوستوسينية بوادي درنة

مدرجات بلايوستوسينية
بوادي درنة

يبلغ طول وادي درنة نحو ٧٥ كم . وهو أطول واد يقطع حافة الجبل الأخضر الساحلية قبل الوصول إلى البحر. ولا يفوقه طولا على الساحل الشمالي للجبل سوى وادي معلج ، الذي يدين بطوله البالغ ١٢٠ كم لجريانه موازياً لخط تقسيم المياه حتى مصبه في خليج بمبه ، عند النهاية الشرقية للجبل . ويبدو وادي درنة واسعاً نسبياً في قسم كبير من مجراه الذي تم نحته في صخور أوليجوسينية وميوسينية . ولكنه يصل قبل ١٢ كم من مصبه إلى سطح الصخور الجيرية الإيوسينية الصلبة ومن هنا نحو المصب يزداد عمقه ، ويأخذ بالتدريج شكل خانق شديد انحدار الجوانب ، فيبدو مقطعه العرضي في هيئة الرقم ٧ . وينتهي الخانق بعد قطعه لكل التتابع الصخري الإيوسيني فجأة عند الحافة الساحلية . وفي الشقة الأخيرة من مجراه (مسافة ١,٣ كم) ، يصبح الوادي أشبه بخندق واسع ضحل ، ويشق المروحة الرسوبية التي تقوم عليها مدينة درنة .

ويحوي الوادي ينبوعين يعتبران من أغزر ينابيع برقة مياهاً . ويقع أحد الينبوعين ، ويدعى عين بومنصور ، على بعد ١٢ كم من البحر ويستقي هذا الينبوع مياهه من منسوب الماء الجوفي في طبقات الأوليجوسين

الأسفل . اما الينبوع الثاني ، ويسمى عين درنة او عين بلاد ، فيقع على بعد نحو ½١ كم من البحر ، وتصدر مياهه من طبقات الصخور الجيرية التابعة للإيوسين الأوسط. وتفيض مياهه عين درنة ، وتجري بالوادي لمسافة تقدر بنحو ½١ كم قبل أن تغيض بقاعه .

مدرجات الوادي :

سبق لكل من مارينيللي Marinnelli (١٩٢٠) ، وستيفانيني Stefanini (١٩٣٠)، وسليمان حزين (١٩٤١)، أن وصف مدرجين في وادي درنة . وقال حزين بأن أحدهما يرتفع بنحو ٣٠ م والثاني ببضعة أمتار قليلة عن قاع الوادي الحالي . وقد عثر هي Hey (١٩٥٥) على المدرجين ، ووصفهما وصفاً وافياً ، ووجد أنهما يقعان على نفس المناسيب التي ذكرها حزين ، وذلك في الجزء الأدنى من الوادي .

المدرج السفلي :

تقع رواسب المدرج السفلي على كلا جانبي قاع الوادي مستندة على رواسب المدرج العلوي . ويظهر المدرج السفلي لأجزاء منفردة متفرقة وفي الغالب بدون أسطح حسنة التحديد . وحيثما وجدت هذه الأسطح فإنها تقع عموماً على ارتفاع يتراوح بين ٥ — ٦ متر فوق قاع الوادي وتتركب رواسب المدرج كلية من حصى وجلاميد جيد الإستدارة ؛ مع وجود نسبة معينة من الرواسب الحمراء ، بالإضافة إلى تكوينات بينية من الاسكرى المتماسك او البريشيا . وفي بعض الأماكن تغطى تكوينات من اسكرى أحدث بعضاً من أسطح المدرج السفلي عند هوامشه العليا ، وفي أماكن أخرى تنحدر عليه حتى تصل إلى قاع

الوادي. وتوزيع رواسب هذا المدرج محدود ، فهي لا توجد على وجه التأكيد إلا على امتداد مسافة لا تزيد على ثلاثة كيلو مترات من مصب الوادي ويبدو من مناسيب هذه الرواسب وتركيبها الصخري أنها كانت تستمر ممتدة في حصى مروحة درنة الرسوبية ، رغم أنه لم يبق الان اتصال طبيعي بينهما .

ويرجع تقطيع الحصى إلى فعل الصقيع تحت تأثير ظروف مناخية أكثر برودة من وقتنا الحاضر . ونرجح حدوث عمليات التحلل الصخري أثناء مرحلة باردة هي فورم الأوسط (الدور الثاني من جليد فورم) . وكانت ظروف المناخ في برقة أثناء تلك المرحلة تتميز بشتاء بارد رطب وصيف قصير جاف . وكان فعل الصقيع مستمراً ونشيطاً أثناء الشتاء مما أدى إلى تكوين الاسكرى . وفي أواخر المرحلة تم نقل الحطام الصخري وإعادة إرسابه في هيئة مدرج حصوى . ولم تلبث المواد أن تلاحمت وتماسكت عقب استقرارها النهائي .

وبانتهاء مرحلة فورم الأوسط ظهر دور دافىء وجاف ، فيه توقف الإرساب ، ودأب الوادي في النحت الرأسي ، كما حدثت تعرية للحصى المدرج .

وأعقب الدور الدفىء دور بارد نهائي (أواخر فورم — الدور الثالث من جليد فورم) ، فيه كان الصيف جافاً ، والشتاء بارداً رطباً ، لكنه كان أدنى رطوبة وأقل برودة من شتاء فورم الأوسط ، وبالتالي كان فعل الصقيع أثناءه أقل تأثيراً ونشاطاً . والصقيع هو المسؤل عن تكوين الاسكرى الأحدث المفكك الذي يزركش أجزاء من أسطح المدرج السفلي .

وبانتهاء هذا الدور البارد أخذت ظروف المناخ تتحول إلى مرحلة دفء وجفاف حتى وقتنا الحاضر ، وفيها امتنع تكوين الاسكرى ، كما توقف الإرساب ، بينما نشط الوادي في عملية النحت الرأسي من جديد.

المدرج العلوي :

ترتكز رواسب هذا المدرج على الجدران الصخرية للخانق مباشرة وتمتد إلى أسفل حتى قاعه الصخري . ويمكن تتبعها من مدخل الوادي صوب أعاليه لمسافة ١٧ كم . وهناك يصبح منسوب المدرج نحو ٢١٧ م . وعند الكيلو متر ١٤ ، يصبح منسوبه حوالي ٢٠٠ م ، ويعلو قاع الوادي بنحو ٨ م . ويقع سطح المدرج على ارتفاع ١٩٢ م عند عين بومنصور التي تبعد عن البحر بحوالي ١٢ كم (منسوب العين ١٧٧ م والمدرج يعلوها بنحو ١٥ م) . وبالتالي تصبح نسبة الانحدار بين الكيلو متر ١٧ والكيلو متر ١٢ (موقع عين بو منصور) ١ : ٢٠٠ . ويهبط سطح المدرج نحو ٤٠ متراً من موقع عين بو منصور حتى الكيلومتر ٢/١ ٧ تقريباً ، وبالتالي تكون نسبة الانحدار ١ : ١١٠ . ويشتد الانحدار ابتداء من الكيلو متر ٢/١ ٧ حتى بعد مصب وادي جهام بنحو ٢٥٠ م فيصبح ١ : ٢٠ . وتكون نسبة الإنحدار ١ : ٩٠ في المسافة المحصورة بين مصب وادي جهام ونهاية المدرج عند مدخل الخانق مباشرة وعلى بعد ٢/١ ١ كم من البحر ، حيث يعلو المدرج قاع الوادي بنحو ٢٤ م .

وتتركب رواسب المدرج ، على بعد يتراوح بين ١٧ — ١٣ كم من البحر ، من حصباء خشنة تحوي حصى وجلاميد جيد الصقل والإستدارة ، مع وفرة في حبيبات الكوارتز والجلاوكونيت المشتق من الطبقات الميوسينية ، وكمية معينة من التيرا روسا . ويحافظ المدرج على

تركيبه الصخري هذا حتى حوالي الكيلو متر ١٣ (أي قبل عين بو منصور بحوالي ١ كم) حيث يتلاشى الحصى ويضمحل وجود الجلاميد وتحل محل هذا وذاك تكوينات من مارل كلسي دقيق الحبيبات ، ذى لون أبيض مصفر أو رمادي مصفر . وهنا وهناك نجد كمية من المواد الخشنة ، أغلبها حصى ، تنتظم في هيئة حزم ، كما تظهر بعض شظايا من التوفا الكلسية . وتزداد حزم الحصى عادة عند مصبات الروافد في الوادي . وينتظم المارل في طبقات واضحة توازي سطح المدرج . ويتركب المارل في معظمه من حبيبات دقيقة من الكالسايت.

وتظهر التوفا الكلسية ، كمكون لرواسب المدرج ، بكميات كبيرة على بعد ٩ كم من البحر (بعد عين بو منصور بحوالي ٣ كم) . وهي تظهر في البداية في هيئة حزم في المستويات السفلى من الرواسب ويعلوها المارل . ولكنها ما تلبث أن تزداد في العدد والإتساع حتى حوالي ½ كيلو متر قبل مصب وادي جهام حيث يصبح الراسب كله مكوناً من التوفا .

وتعود التوفا إلى الإختفاء فجأة بعد مصب وادي جهام بنحو ١٥٠ متراً ، ويحل محلها مرة أخرى مارل رمادي وأصفر حتى الكيلو متر ٣ من البحر ، حين تظهر التوفا من جديد حتى مخرج الوادي من الخانق على بعد ½ ١ كم من البحر .

وتنتظم التوفا في شكل طبقات رقيقة هشة عند بداية ظهورها ؛ وتحوي قشوراً كانت تغلف سيقان الغاب ، وتبدو أحياناً محطمة ، وأحياناً اخرى تستقيم ممثلة للغاب الذي احتفظ بأماكن نموه الأصلي. ويزداد سمك التوفا بالاتجاه نحو أدنى النهر ، وتتخذ مظهرها المثالي . وهي وإن كانت تبدو عظيمة المسامية بل ومثقبة ، إلا أنها صلبة نسبياً

ولونها بني داكن صدئ بسبب التجوية ، ولكن لون مكسرها بني فاتح أو محمر . وتنطمس معالم طباقية التوفا حوالي مصب وادي جهام ذلك انها تصبح في هيئة كتل ضخمة ، يبدو أنها قد زحزحت من مكانها الأصلي بالإضافة إلى وجود كتل كبيرة من الطحلب المتحجر الذي يبدو في شكل أشرطة او حزم تتخذ هيئة أقواس تواجه أداني النهر بجوانبها المحدبة ، ويرصع مصطبة التوفا عند مصب وادي جهام كثير من الكهوف التي تحوي أشكالا من الأعمدة الكلسية الهابطة (ستالكتايت)

وبعد وادي جهام يتداخل هذا النمو المشوش للتوفا في المارل المتناسق الطباقية بطريقة عادية . وينعدم وجود التوفا ، ابتداء من حوالي الكيلو متر ٢/١ ٦ ، ويسود المارل قطاع المدرج من جديد . ومن حوالي مصب وادي جهام نزلا يظهر حصى جيد الإستدارة ، يتماسك ويلتحم بمادة حديدية ، وهو يمثل ظاهرة شبه مستمرة للطبقات السفلى المكشوفة ويكثر وجود الحصى والجلاميد الخشنة الحادة الحواف حول مصبات الروافد في الوادي .

وعلى امتداد مسافة قصيرة بعد مصب وادي بورويس (على بعد حوالى ٣ كم من البحر) ، يرى الراسب كله وقد تكون من كتلة ضخمة من الأحجار الكبيرة الخشنة تماثل الاسكرى ، ثم تظهر التوفا بعد ذلك من جديد مكونة للجزء الأسفل من القطاع في حدود سمك يبلغ ١٠ متر ، ولكنها ما تلبث أن تنتشر صعداً . وعند سور مدينة درنه ، وعلى بعد حوالى ٢ كم من البحر ، تظهر قطاعات رائعة من التوفا البيضاء والرمادية ، وتتخللها طبقات من المارل الأبيض والرمادي ، بالإضافة إلى مستويات من الحصى ، وكلها تنتظم في طباقية واضحة . وينتهي وجود التوفا على بعد ٢/١ ١ كم من البحر .

ولا شك أن المدرج العلوي بحكم مناسيبه وطبيعة مكوناته أقدم من المدرج السفلي . وقد فصلت بين المدرجين مرحلة نحت رأسي . وينبغي لتقرير عمره موازاته بخطوط الشواطىء القديمة وبمدرجات في أودية أخرى تشق الحافة الساحلية للجبل الأخضر وتنتهي في البحر ، كوادي القطارة . وبخصوص خطوط الشواطىء البلايوستوسينية لا تظهر في مشارف درنه أرصفة بحرية واطئة على حوالى نفس منسوب المدرج العلوي ، ولكنها تظهر على ارتفاع ٢٠ متراً إلى الشرق من مدينة درنه بنحو ١/٢كم ، وعلى بعد بضعة كيلومترات إلى الغرب منها ، مما يحدونا إلى القول بأن شاطئاً بحرياً قديماً كان يمر بجوار موقع المدخل الحالي لخانق الوادي . ولما كان مستوى رواسب المدرج العلوي ينخفض إلى نحو ١٣ متراً قبل مخرج الخانق ببضع عشرات من الأمتار ، فإننا نتوقع أن يكون المدرج أحدث نوعاً من خط الشاطىء ٢٠ متراً .

هذا ويوازي المدرج العلوي بوادي درنه ، مع الاختلاف في نوع الراسب ، مدرج من مدرجات وادي القطارة بين منسوبي ١٢ — ٢٧م ، سبق لنا تأريخه فيما بعد تكوين الرصيف البحري الموناستيري رقم ١ ، أي بعد نهاية الفترة الدفيئة الأخيرة (ريس — فورم) . ويعني هذا أن الإرساب قد بدأ مع بداية جليد فورم ، واستمر أثناء دوره الأول .

لقد اتضح لنا من العرض السابق أن المدرج العلوي يحوي ثلاثة أنماط من الرواسب ، تتمثل في الحصى والمارل والتوفا . وينتهي الحصى ، وهو نتاج تحطيم للصخر المحلي ، ابتداء من الكيلومتر ١٣ ؛ وتظهر الرواسب الكيماوية ممثلة في المارل والتوفا . وكل راسب منهما يتحدد وجوده بأجزاء معلومة من القسم الأدنى للوادي . ويتم التداخل بين الراسبين بصورة عادية ، بالإضافة إلى ظاهرة استمرار كل منهما وطباقيته المنتظمة . ويدل هذا

التناسق في طبيعة كل من التكوينات الثلاثة وطباقيتها على أن إرسابها جميعاً كان بمثابة عملية مستمرة ومتعاصرة إلى حد كبير .

وحيثما تترسب التوفا وتستقر ، يصعب على الماء الجاري إزالتها ، بعكس الحصى والمارل ؛ وبالتالي فإنها تستطيع إحداث اضطراب في شكل قاع المجرى المائي . ومع هذا فإنه يبدو ، بدليل طباقيتها ، أنها أرسبت بدون إحداث اضطراب في قطاع الوادي ، وتشذ عن ذلك النهاية الدنيا للتوفا العليا قرب مصب وادي جهام ، حيث يتضح الاضطراب من التغير الليثولوجي السريع للراسب من توفا إلى مارل بجميع سمكه ، كما تسوء طباقية التوفا . ويظن أن هذا الموضع كان موقعاً لمسقط مائي ، يتكون هو نفسه من التوفا . ويعزز هذا الاحتمال حزم الطحلب المتحجر المقوسة التي تماثل المثزر التوفي الذي يصاحب كثيراً من الشلالات الحديثة ، كما تعضده تلك الكتل التوفية المنفصلة التي زحزحتها الجاذبية الأرضية من مكانها ، والتي تعكس بالتالي تغيراً حاداً في مستويات قاع الوادي .

ويشير قطاع سطح المدرج ، الذي لا شك قد احتفظ بشكل قاع الوادي حين توقف الإرساب ، إلى ازدياد شديد الوضوح في الانحدار قرب مصب وادي جهام ، وبالتالي إلى وجود مندفعات سالفة . وخلالها كانت المياه تجري بفارق رأسي مقداره ٦٠ متراً ، ذلك أن سمك التوفا في أعلى المسقط يبلغ ٩٠ متراً ، وسمك المارل في أدنى المسقط ٣٠ متراً . ولا شك أن وجود التوفا العليا قد مارس تأثيراً قوياً على انحدارات الوادي لعدة كيلومترات صوب أعلاه . ففيما بين عين بومنصور والكيلومتر ٧ ، نجد نسبة الانحدار ١ : ١١٠ ، بينما تبلغ نسبة انحدار القاع ١ : ٥٠ . ولعل هذا كان سبباً في إمكانية ترسيب المارل في هذا الجزء من الوادي .

ولما كانت التوفا الدنيا(بين الكيلومتر ٣ والكيلومتر ١ ١/٢) تماثل التوفا

العليا ، فقد يصبح القول بأنهما من أصل واحد ، هذا على الرغم من أن شكل قطاع الوادي لا يظهر أثراً لمسقط مائي في موضع انتشار التوفا الدنيا . ومع هذا فمن الممكن أن يكون القاع الصخري للوادي في قسمه الأدنى واقعاً أسفل القاع الحالي بقدر كبير (قاعدة رواسب المدرج مطمورة غير مكشوفة في مسافة الستة كيلو مترات الأخيرة من الوادي) ؛ وبالتالي كان انحداره أشد من انحدارسطح المدرج الحالي ، مما يعزز إمكانية وجود مندفعات هنا أيضاً .

وفيما يختص بأسلوب الإرساب نرى أن الحصى قدتمإرسابه في فترة كان شتاؤها أقسى برودة من شتائنا الحالي ، لكنه كان أقل حدة من شتاء فترة إرساب حصى المدرج السلفي . ومادام وجود الحصى المدرج محصور في الروافد وفي الجزء الأعلى من الوادي ، فإن جريان المياه أثناء تراكمه كان دئماً أقل عنفاً من السيول الحالية . ويدل على ذلك ويعززه إنتظام طباقية المارل .

وترسيب المارل والتوفا في مجرى مائي أمر شاذ . ويتكون حالياً في قيعان البحيرات (ترسيب كالسيت حبيبي) . لكننا لا نجد أي دليل على أن بحيرة كانت موجودة بالوادي ، يمكن أن نرجع إليها اشتقاق المارل . ومن الممكن أن نعزو عملية الترسيب لنشاط الطحالب ، وساعد الإرساب إعاقة تدفق المياه عن طريق وجود النبات ، وإحتمال انسداد المجرى الرئيسي ، مؤقتاً ولكن بصفة متكررة ، بواسطة الرواسب التي كانت تجلبها الروافد القوية .

وتتكون التوفا حالياً حول ينبوع أو على وجه مسقط مائي ، كما يمكن أن تترسب على قاع مجرى مائي حول شلال وفي مواضع المندفعات ، وأمثالها قليل ، لمسافة طويلة مما يسبب قلة مستمرة في انحدار قاع النهر في مواضع الترسيب ، كما ينشأ مسقط يعلو باستمرار عند النهاية الدنيا للتوفا .

وهناك شبه كبير بين هذه العملية والأسلوب الذي يظن أن توفا وادي درنة قد تكونت بطريقه . فلقد تدين التوفا العليا في الوادي بنشأتها إلى شدة في انحدار قاعه الصخرى أعلى مصب وادي جهام . كما يمكن أن يعزي ترسيب التوفا السفلي لوجود مثل هذا الانحدار الشديد ، الذي ربما كان يقع خارج المدخل الحالي للخانق مباشرة .

ويبدو أن توقف تكوين التوفا في عصرنا الحالي، رغم أنها تترسب في قيعان قنوات الرى الاصطناعية ، يرجع إلى أن أسباب تكوينها في الماضي لم تعد الآن متوفرة ،فترسيب التوفا في المندفعات يتم عن طريق الرش بالماء فوق أسطح تبتل باستمرار، ولا يشترط بالضرورة أن تغمر بالماء . ولكن يتطلب الأمر قدراً عظيماً من الرش ، لا يمكن أن يتأتي إلا إذا كان جريان الماء شديد الاضطراب ، وعلى مدى فترة طويلة من كل عام . كما ينبغي أن تكون مياه المندفعات عسرة جداً .

والجريان العادي للماء في الوادي على مدار السنة في وقتنا الحاضر هادىء ، وإن كان الماء مشحونا ببيكربونات الكالسيوم ، فهو يصدر عن الينابيع . وتقل بالوادي بل وتندر حاليا مناسبات الجريان المضطرب للمياه ، وتتحدد بالفيضانات التي تحدث نتيجة للتدفق السطحي عقب سقوط وابل من المطر ، وبالتالي فمياه الجريان المضطرب ليست عسرة بالإضافة إلى ندرة هذا النوع من التدفق .

معنى هذا أن تكون توفا الوادي البلايوستوسينية قد توافرت له ظروف أخرى مواتية ، عدا عدم الانتظام في قطاع قاع الوادي . فلابد أن يكون قد حدث في وقت كان جريان المياه أثناءه أعظم بكثير منه في وقتنا الحاضر ، وكانت المياه تنبثق من ينابيع غزيرة نشطة . تقع في أعالي شبكة التصريف المائي للوادي ، وتصدر ، على الأرجح ، عن مستوى اللانجيان Langhian (ميوسين أسفل) الذي يغذي عديداً من الينابيع الصغيرة

الدائمة في وقتنا الحاضر . ذلك أن عين بومنصور وعين درنة لم يكن لهما وجود ، على ما يبدو ، آنذاك ، وإلا لتركتا أثراً في الرواسب التي تكتنفهما ، إذا لا يتضح برواسب المدرج العلوي من حولهما أية تغيرات من أي نوع .

هذا وينبغي استبعاد افتراض سبب تكتوني لتركيز مؤقت للماء الجوفي في مواضع معينة، فمثل هذا نادر الحدوث ، ويستبعد وقوعه في مناطق متفرقة في وقت واحد ، فهناك رواسب مشابهة في وادي النجعة وحول عين مارا ومنطقة اللترون . والأرجح أن يكون الجبل الأخضر برمته قد مر بدور مطير خلاله كان التساقط أغزر بكثير منه حالياً ، وعلى أمتداد قسم كبير من كل عام .

هذا ويمكننا تلخيص نتائج البحث الخاصة بالتاريخ الجيومورفولوجي والمناخي لمدرجات وادي درنة على النحو الآتي :

فترة الإرساب	أحوال المناخ	نوع الإرساب وأسلوبه
القسم الأول من فترة جليد فورم .	الشتاء أشد برودة من الحاضر والمطر أغزر بكثير منه حاليا .	المدرج العلوي : حصى وتوفا ومارل كلسي — جريان الماء أثناء الترسيب دائم وأقل عنفا من السيول الحالية — وفي حالة التوفا كان الجريان في مندفعات ومضطربا — مصدر المياه عيون عسرة في أعالي الوادي .
مرحلة ما بين القسمين الأول والأوسط من جليد فورم .	الشتاء دافئ ومطير ، لكنه أقل دفئاً وأكثر مطراً من الحالي. الصيف جاف .	توقف الإرساب — تعرية الرواسب السابقة — نحت رأسي في الوادي .
القسم الأوسط من فترة جليد فورم .	الشتاء غزير المطر وأشد برودة. من شتاء فترة إرساب المدرج العلوي — درجات الحرارة حول الصفر ، وتراوحت بين درجتي التجمد والانصهار مما أدى إلى نشاط فعل الصقيع .	المدرج السفلي : حصى — اسكرى التحم عقب الإرساب (بريشيا) جريان الماء دائم وأقل عنفاً من السيول الحالية .

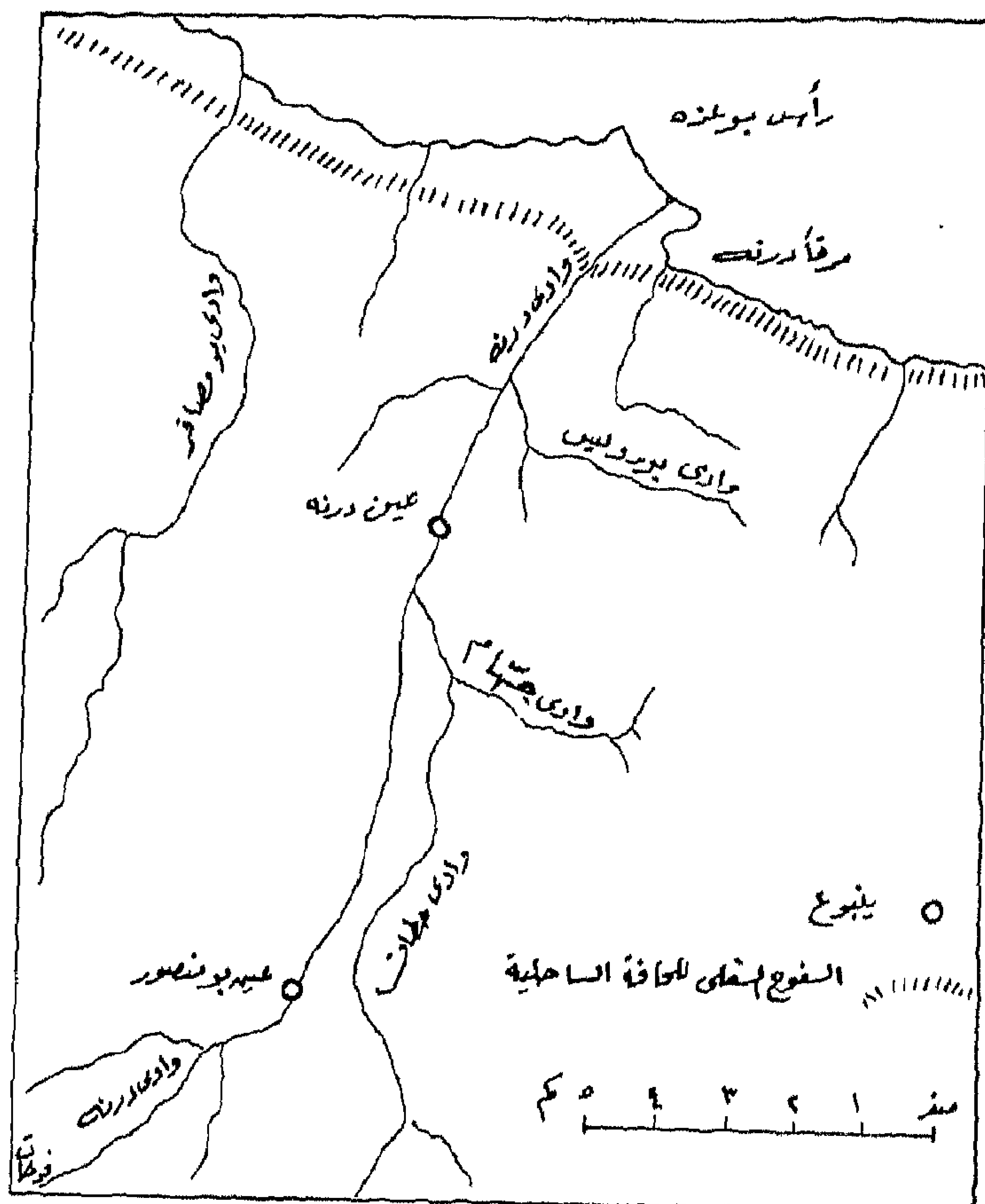
فترة الإرساب	أحوال المناخ	نوع الإرساب وأسلوبه
مرحلة ما بين القسمين الأوسط والأخير من جليد فورم .	الشتاء دافىء مطير ، لكنه أقل دفئاً وأكثر مطراً من الحالى ـ الصيف جاف .	توقف الإرساب ـ تعرية البريشيا ـ نحت رأسى فى الوادى .
القسم الأخير من فترة جليد فورم .	الشتاء أبرد وأكثر مطرا من الحالى ، لكنه أقل برودة ومطرا من شتاء فترة إرساب المدرج السفلى ـ فصل الصقيع أقل نشاطاً وتأثيرا ـ الصيف جاف على ما يبدو .	توقف الإرساب ـ تجدد النحت الرأسى .
العصر الحالى .	الشتاء دافىء قليل المطر ـ الصيف حار وجاف.	توقف الإرساب ـ تجدد النحت الرأسى .

الهامش الشمالي والغربي لبرقة

صفر ٥٠ ١٠٠ كم

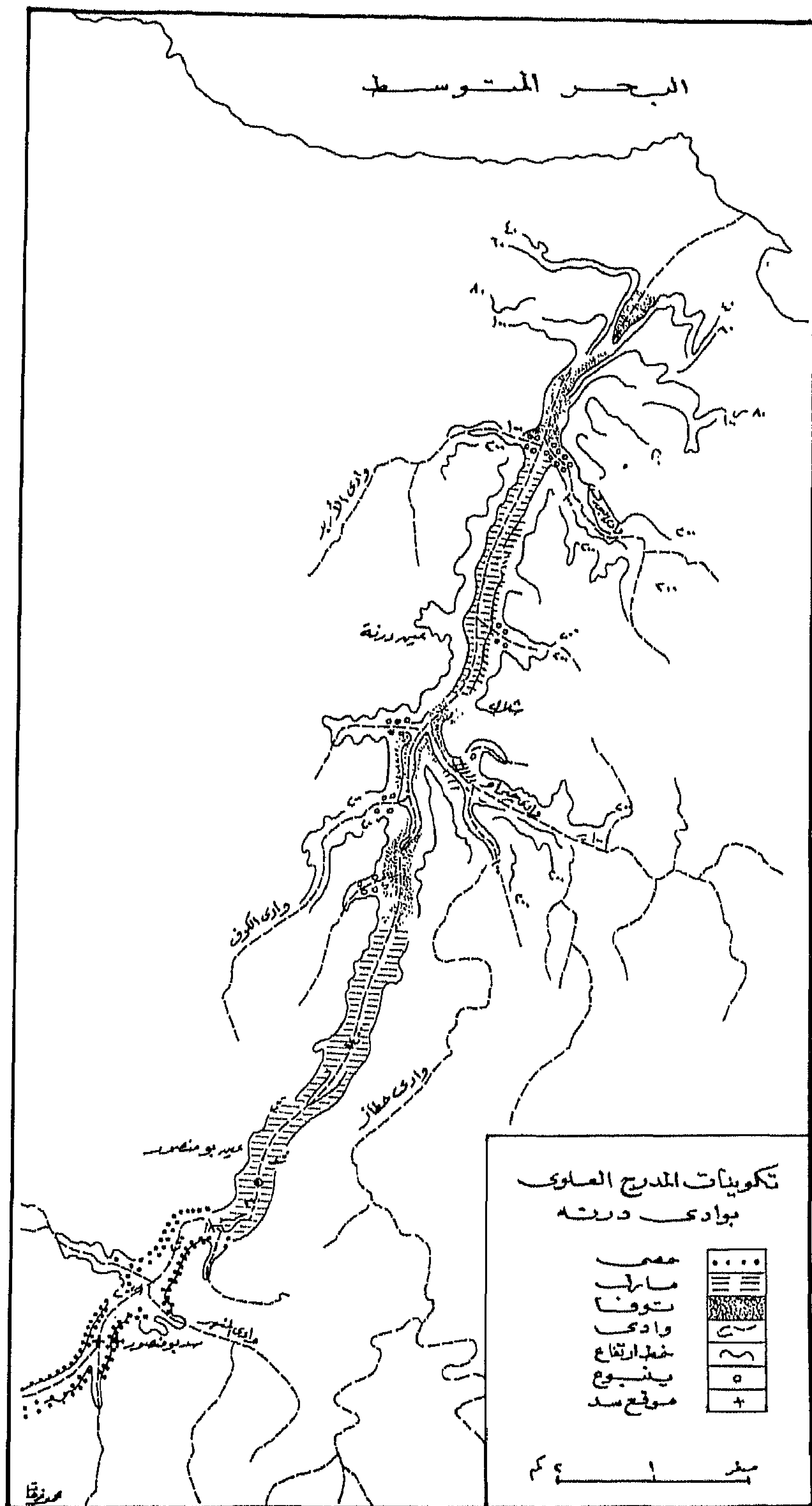
حافة
وادي

رأس التين
خليج بمبة
طلميثة
توكرة
بنغازي
وادي الكوف
وادي القطارة



وادي درنه

شكل (٢)


البحر المتوسط
وادى الكوف
شلال
عين بو منصور
تكوينات المدرج العلوى
بوادى درنه
حصى
مارل
توفا
وادى
خط ارتفاع
ينبوع
موقع سد
صفر ١ ٢ كم



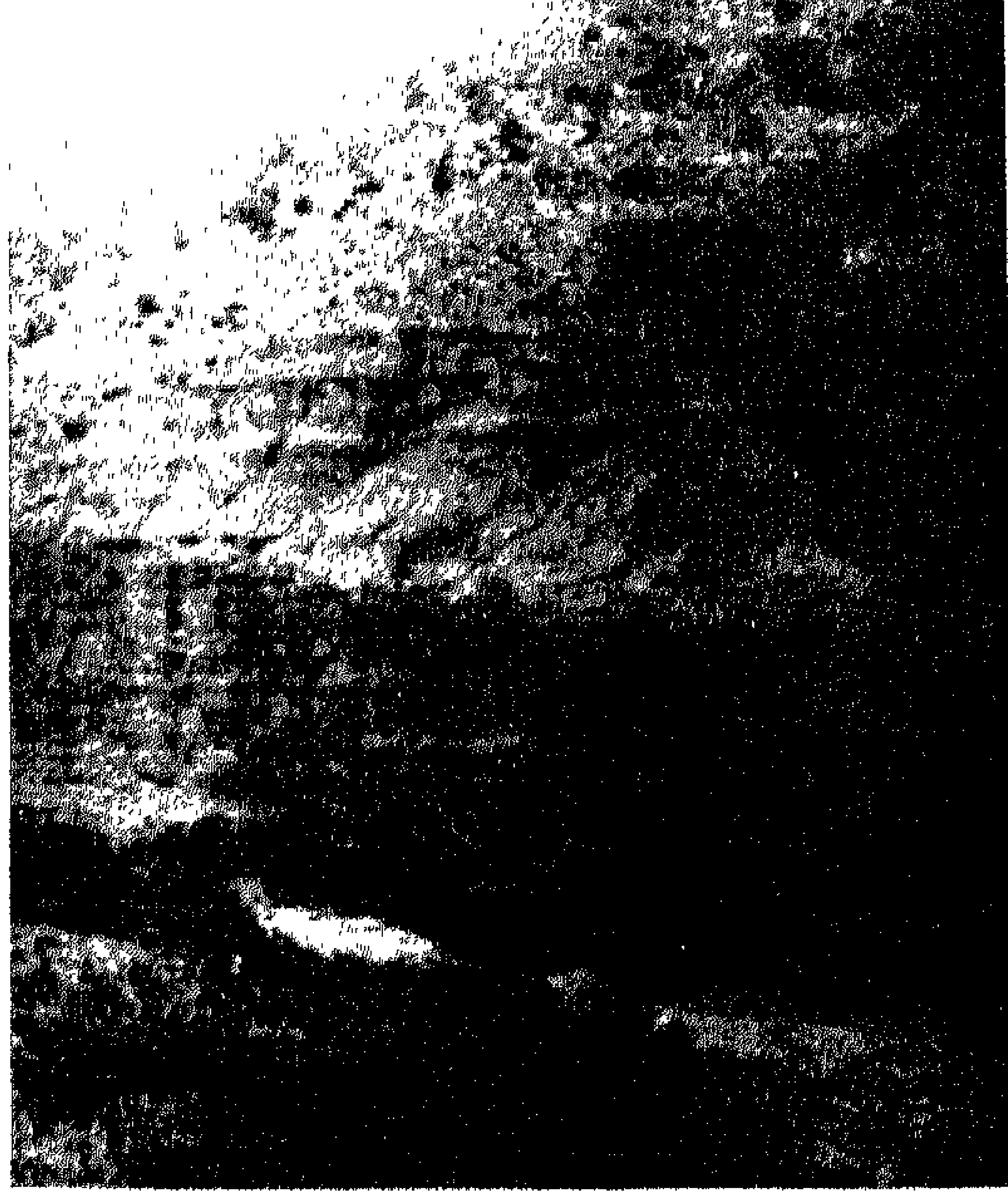
شكل (٥)

توفا المدرج العلوي خارج سور مدينة درنة مباشرة (الضفة الشرقية للوادي) الطباقية واضحة — جزء من المدرج السفلي على يسار الصورة .



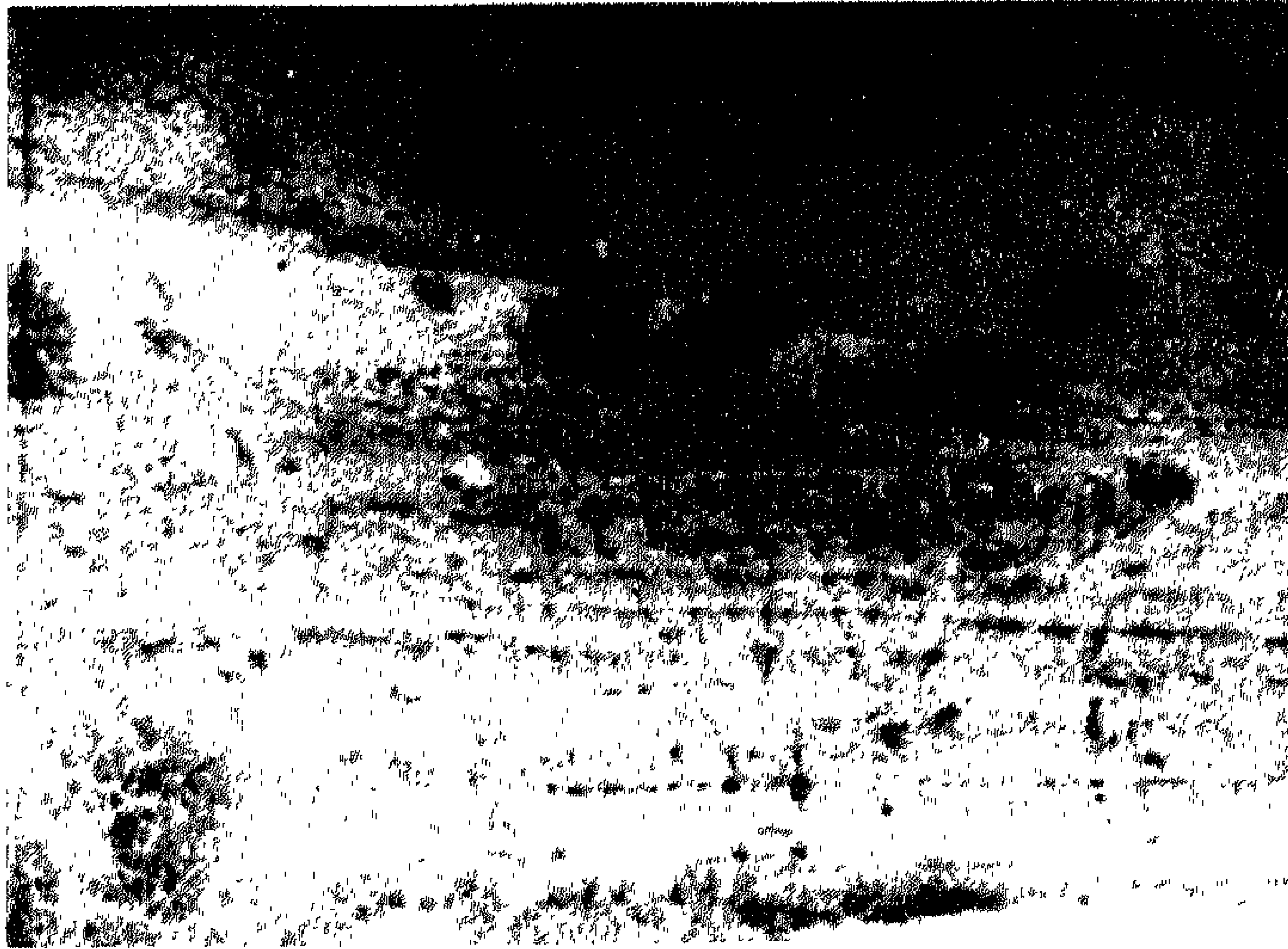
شكل (٦)

المدرج العلوي الحصوي في أعالي وادي درنة بين ١٧ — ١٣ كم من البحر .



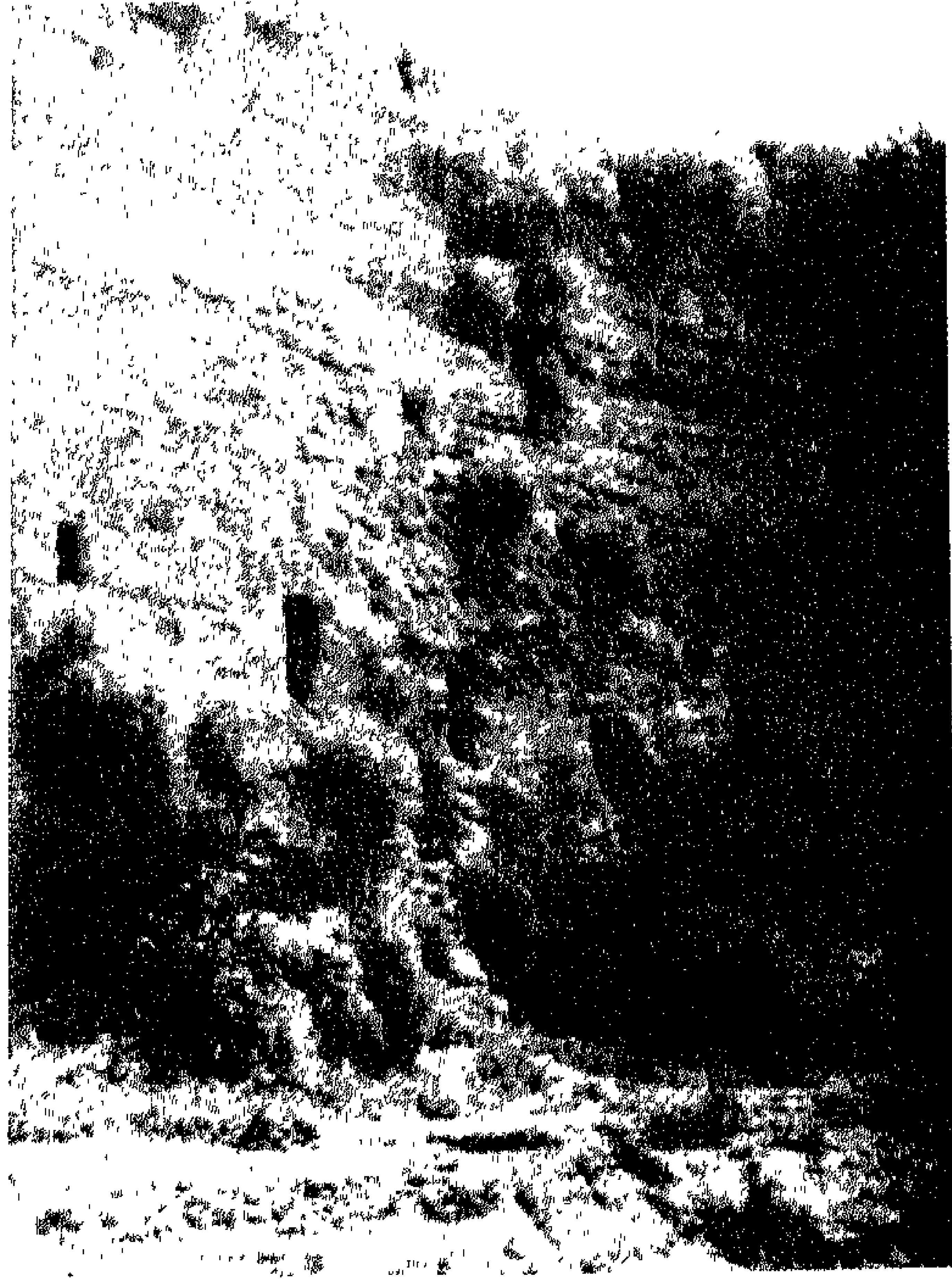
شكل (٧)

المارل الذي يكون المدرج العلوي في المسافة بين ١٣ — ٩ كيلو متر من البحر، وتظهر تكوينات الحصى أسفل المارل، ويفصل بينهما سطح انفصال طبقي



شكل (٨)

منظر تجاه أعالي وادي درنة ، ٨ كم من البحر. المدرج العلوي: تتركب الرواسب في معظمها من التوفا .



شكل (٩)
توفا المدرج العلوي في الكيلو متر الأخير من الخانق، تتميز بطباقية منتظمة.



شكل (١٠)
شلال درنة : توضح الصورة أجزاء من الحزم المقوسة من الطحالب المتحجرة تظهر بوضح في اليسار .

البحث الثاني عشر

تكوينات اللوس

يهتم الباحثون في أوربا وفي امريكا الشمالية اهتماما كبيرا بدراسة تكوينات « اللوس» إذا أنها بجانب الدرجات النهرية تستخدم أساسا لتأريخ العصر الجليدي وتصنيفه، فكلا الظاهرتين قد تكونتا أثناء الفترات الجليدية بدرجات متفاوتة، وكلاهما يرتبط ارتباطا كبيرا بالذبذبات المناخية التي سادت ذلك العصر وخصوصا تكوينات «اللوس» . وقد درس العديد من قطاعات «اللوس » في كثير من مناطقه بأوربا وخرجت النتائج مثمرة في تأريخ العصر الجليدي وفي الكشف عن كثيرمن أسراره .

ويمثل تراكم «اللوس » تأثيرا غير مباشر من تأثيرات الجليد على الأراضي المحيطة Periglacial area ، وخاصة في أوربا وأمريكا الشمالية ، ولكننا هنا لن نقصر الدراسة على «اللوس » الذي يرتبط تكوينه ارتباطا وثيقا بالثلاجات وإنما ندرسه كظاهرة عالمية على سطح الأرض . وما كتب عن «اللوس » كثير مفرط في الكثرة ، وطبيعي أن الوفرة أصعب في تنظيمها من القلة .

تركيب اللوس Loess

يتركب «اللوس » من الوجهة البتروجرافية من تكوينات دقيقة الحبيبات بنية اللون فاتحة أومصفرة وأحيانا رمادية ، ومن السهل تفتيتها وسحقها بين الأصابع وملمسها ناعم ،كما أنها تحتوي على نسبة من كربونات الكلسيوم . والتكوينات غير طباقية في الغالب ، ويكتنفها

ويختلط بها الكثير من الأنابيب أو الشعيرات الكلسية الدقيقة في وضع رأسي (أنظر شكل ١) . ويميل اللوس إلى تكوين حوائط رأسية ويبقي في ذلك الوضع فترة طويلة دون أن ينهار . وحينما يقول K. Keilhack (١٩٢٠) بأنه لا يوجد على سطح الأرض نوع من التكوينات الرسوبية كاللوس في سعة انتشاره وفي احتفاظه مع ذلك بنفس الخصائص والتركيب ، وحينما يدعى F. V. Richthofen (١٨٧٧) أن «لوس» أوربا يماثل «لوس» الصين ،ولا يختلف عن «لوس» أمريكا الشمالية ،فإن هذا وذاك قد يجوز للنظرة العامة. فقد أثبتت الأبحاث الحديثة وجود اختلافات كبيرة في التركيب الميكانيكي والتركيب الكيماوي من مكان لآخر .



شكل (١) اللوس : يميل إلى تكوين حوائط . . . .

وفي معظم تكوينات اللوس يسود توزيع معين للحبيبات المكونة له يوضحها الجدول الآتي : (Scheidig — ١٩٣٤ ، G. H. Gouda — ١٩٦٢) .

أكثر من ٢ مم	—
من ٢ مم — ١ مم من ١ مم — ٠,٥ مم	٠,٠ — ٠,٥٪
من ٠,٥ مم — ٠,٢ مم	٠,٥ — ٣٪
من ٠,٢ مم — ٠,١ مم	١ — ٧٪
من ٠,١ مم — ٠,٠٥ مم	٨ — ٤٠٪
من ٠,٠٥ مم — ٠,٠٢ مم	٥٠ — ٧٠٪
أقل من ٠,٠٢ مم	١٦ — ٣٩٪

ويلاحظ أن الحبيبات التي يتراوح قطرها بين ٠,٠٥ — ٠,٠١ مم هي السائدة (انظر الرسوم البيانية في Grahmann ١٩٣٢ و Gouda ١٩٦٢ .) كما أن نسبة المسام في التكوينات عالية إذ تتراوح بين ٤٠ — ٤٧٪ (انظر Koelbl ١٩٣٠) .

ويتميز اللوس بانتظام في طبيعته ومظهره ، ومرد ذلك إلى أن غبار اللوس الذي تحمله الرياح يهبط ببطء ، وتتراكم ذراته متشابهة متقاربة الحجم . ومع هذا نجد اختلافات بينة في التركيب الميكانيكي في مختلف مناطق توزيع اللوس بل وفي بناء القطاع الواحد . ففي بعض قطاعات اللوس السويسري نجد مستوى أو أكثر — خصوصاً قرب قاعدة القطاع يتميز بوجود رمال خشنة وناعمة . مثل تلك المستويات الرملية نجدها أيضاً في كثير من قطاعات اللوس الأوروبية ، وهي ظاهرة يتعلق

تفسيرها بتغير قوى الرياح . والتباين في حجم ذرات اللوس يظهر جلياً على الخصوص في تكوينات الأودية الضيقة والأراضي المتاخمة للأنهار (H. Breddin ١٩٢٦ ، ١٩٢٧ ، E. Schonhals ١٩٥٠ ، ١٩٥١ ، ١٩٥٢) . وينبغي أن نشير هنا إلى أن هذا الأمر لا يقتصر على تناوب مستويات من الرمال مع أخرى من اللوس المثالي ، لكنه يتعدى ذلك إلى ذبذبات في توزيع أحجام الذرات في القطاع الواحد حتى أنه يصعب أحياناً تحديد درجة التجوية في مستوى معين بواسطة التحليلات الميكانيكية .

وتتركب ذرات اللوس بتروجرافيا من ٦٠ — ٧٠٪ من الكوارتز و ١٠ — ٣٠٪ (أحياناً تصل إلى ٤٠٪) من كربونات الكلسيوم ، ومن حوالي ١٠ — ٢٠٪ من الفلسبار بأنواعه والميكا ، ومن المعادن الثقيلة الجرانات Granat والإبيدوت Epedot والهورن بلند Hornblende (Doeglas ١٩٤٩ ، Gouda ١٩٦٢) ، فالكوارتز إذن هو المعدن الغالب في تكوين اللوس .

وتوجد كربونات الكلسيوم في اللوس عادة على هيئة غلاف رقيق يحيط بحبيبات الكوارتز وغيرها من المعادن المكونة له . ونسبة الكربونات في الرواسب ترتبط ارتباطاً وثيقاً بالمصدر الذي اشتق منه اللوس. فكلما كان المصدر الصخري غنياً بالتكوينات الجيرية زادت نسبة الجير في رواسب اللوس . وقد أثبت بعض الباحثين (Schonhals ١٩٥٢ ، Brunnacker ١٩٥٤ ، Gouda ١٩٦٢) الإرتباط الدقيق بين حجم الذرات ونسبة الكربونات التي تحتويها التكوينات . فحينما تدق حبيبات اللوس تزيد نسبة الكربونات ، وذلك لأن جملة مساحة الغشاء الجيري الرقيق الذي يحيط بكل الذرات الدقيقة أكبر من مساحة ذلك الذي يحيط بالذرات الخشنة .

وكربونات الكلسيوم التي توجد عادة في اللوس موزعة توزيعاً منتظماً كثيراً ما تتغير بمرور الزمن وبتأثير ظروف معينة . فهي قد تتحول إلى أشكال متحجرة تعرف في « لوس » أوربا باسم أطفال اللوس ، Loess Kindeln وأحياناً تترسب في صحائف أفقية تعرف باسم التوسكا Tosca في لوس البمبا Pampa .

ويتميز اللوس أصلا بنسبة عالية من الذرات التي يبلغ قطرها بين ٠,٠٥–٠,٠١ مم ، ولكنه حين يتعرض للتجوية فترة طويلة تزداد نسبة الصلصال (أقل من ٠,٠٠٢ مم) نتيجة لإبعاد الغشاء الكلسي الذي يحيط بالذرات (Gouda ١٩٦٢) وحينئذ ينشأ عن اللوس ما يسمى Loesslehm أو ال Verlehmungszone = Loamification في بناء القطاع ، وهذه عادة تميز المستويات التي تنشأ في الفترات الدفيئة القصيرة interstadial ، وحينما تغسل الرواسب نهائياً مما تحتويه من كربونات الكلسيوم تبدأ عملية التجوية بالنسبة للسيليكا نفسها .



شكل (٢) بيئة اللوس في الصين – محافظة شانسي

وحينئذ تبدأ عملية تحول في الذرات ، فتنشأ ذرات صلصالية جديدة أدق ، وبذلك ترتفع نسبتها في التحليل الميكانيكي إلى درجة كبيرة ، وتتغير بذلك طبيعة التكوينات الأصلية مكونة تربة تنمحي فيها صفات اللوس الأولى أو تكاد ، ويحدث ذلك غالباً أثناء الفترات الدفيئة الطويلة Interglacial .

ويرى Brandtner (١٩٥٤ ، ١٩٥٦) أن النقص في نسبة كربونات الكلسيوم في مستوى معين من قطاع لوس بالنسبة للمستويات الأخرى ، يشير إلى تجوبة حدثت في فترة دفيئة طويلة أو قصيرة حتى ولو لم تؤد التجوبة إلى تكوين تربة .

توزيع اللوس :

تنتشر تكوينات اللوس انتشاراً كبيراً في أنحاء اليابس ، ويتضح من خريطة توزيعه (Scheidig ١٩٣٤) أن أكبر مناطق انتشاره تقع في وسط آسيا وشرقها حيث يبلغ سمكه هناك أكثر من ٥٠٠ متر وهو سمك لا نظير له في مناطق توزيعه الأخرى . وهنا ما يزال تراكم اللوس مستمراً . أما في مناطق توزيعه الأخرى في أمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية وفي أوربا، فإن تراكمه قد ارتبط ارتباطاً وثيقاً بالفترات الجليدية إبان العصر الجليدي . فتكوينات اللوس في تلك المناطق ظاهرة تختص بها الأراضي التي كانت تتاخم الجليد والتي تأثرت بوجوده تأثراً غير مباشر Periglacial . ولهذا من الممكن كما يقول Grahmann (١٩٣٢) أن نميز نمطين من اللوس أحدهما قاري والآخر جليدي (بالمعنى المناخي) .

وفي غرب ووسط اوربا يمتد شريط من تكوينات اللوس من ساحل بريتاني عبر حوض باريس وجنوب بلجيكا إلى وسط وجنوب

ألمانيا وشمال سويسرا ثم إلى إقليم شليزين Schlesien وبوهيميا ، كما يمتد عبر جنوب المجر ورومانيا إلى جنوب روسيا،ويسير الحد الشمالي لتوزيع اللوس في ألمانيا متتبعاً خطاً كثير التعرج يبدأ من Achen ويسير مع الحافة الشمالية لإقليم Sauerland إلى المنحدرات الشمالية لمرتفعات Wiehen و Weser ، ثم يتتبع خطاً يمر بمدن Braunschweig و Magdeburg و Leipzig و Dresden و Liegnitz و Oderberg . ويزداد سمك التكوينات في الأقاليم الجنوبية من نطاق اللوس الألماني خاصة في مقاطعات Schlesien و Sachsen و Thuringen . ويبلغ السمك أقصاه في وادي الراين في جنوب ألمانيا حيث يصل إلى ٣٠ متراً .

ومعلوماتنا عن اللوس في شرق روسيا قليلة نسبياً ، ويحتمل أنه يمثل هناك نمط انتقال إلى اللوس القاري الآسيوي ، وتكوينات اللوس لا ترتفع على المنحدرات الجبلية في غرب أوربا ووسطها إلى أكثر من ٦٠٠ متر . أما في الشرق في مرتفعات الكربات وفي قلب آسيا وشرقها على الخصوص،وفي أمريكا الشمالية،فإنه قد يوجد على ارتفاعات شاهقة ، ففي الصين مثلا يصعد اللوس إلى أكثر من ٣٠٠٠ متر .

ولا توجد تكوينات اللوس دائماً حيث تراكمت في الأصل ، فأحياناً تجرفها عوامل التعرية من مياه أمطار وجليد ورياح وانسياب التربة Solifluction من موطنها الأصلي ، وتعيد إرسابها في مكان آخر ويحدث ذلك غالباً في الأراضي الشديدة الإنحدار .

وتتميز المنحدرات التي تواجه الغرب في وسط أوربا وغربها بأنها تخلو من اللوس ، وتلك ظاهرة يعللها كثير من الباحثين بأنها مجرد تراكم غير متكافىء على المنحدرات ، ونُرجعها إلى الرياح الغربية المطيرة

السائدة التي تستطيع هنا بسهولة أن تكتسح معها تكوينات اللوس الهشة .

ويختلف اللوس الذي نقل وأعيد إرسابه بواسطة مياه الأمطار أو الجليد أو الرياح أو انسياب التربة عن اللوس الأصلي المثالي بأنه يترسب في شكل طبقات ، وتختلط بذراته الأصيلة تكوينات خشنة وعادة يخلو من الكربونات التي تغسل منه أثناء نقله، كما يحتوي على نسبة أكبر من أكاسيد الحديد والمنجنيز ، ويطلق على هذا النوع « لــوس المنحدرات Residual Loess = Slope - Loess = Gehaengeloess أو Alluvial Loess = Schwemmloess وينتمي إلى تكوينات اللوس أيضاً ما يعرف في شمال ألمانيا باسم Flottsand أو الـ Schleppsand والـ Flottlehm ، وهي تكوينات تنتشر على الخصوص في إقليمي Fleeming و Luenerburger Heide وإلى الغرب منهما . وتتركب من تكوينات رملية دقيقة تشبه اللوس ، وعادة تخلو من الكربونات ، ولكنها في طبيعتها تمثل بلا شك نمطاً من أنماطه. وكان أول من استرعت نظره فوصفها الباحث Linstow (١٩٠٢) ، وهي تنتشر هنا في شريط يتراوح اتساعه بين ٢ - ٥ كم ويصل طوله إلى ٥٥ كم ، ويمتد من جنوبي Jueterbog إلى Belzig . ويبلغ سمك التكوينات بين ١/٢ - ١ م وأحياناً يصل إلى ٢م. وهنا تحتوي التكوينات على كربونات الكلسيوم كما هي الحال في اللوس المثالي . وفي إقليم Luenerburger Heide تنتشر أيضاً تكوينات مشابهة وصفها J. Stoller (١٩١١)، كما درس F. Dewers (١٩٣٢) منطقة شبيهة بذلك في جنوبي بريمين Bremen ، وأما المساحة التي تقع شرقي Mark Brandenburg فقد بحثها B. Dammer (١٩٤١) . ويجمع الباحثون على أن تلك التكوينات ما هي إلا قسماً من اللوس، أو مرحلة تكاد تكون الأخيرة في تكوينه فهي شديدة الشبه به .

وقد ثبت الآن بما لا يدع مجالا للشك بأن اللوس لم يتم تراكمه في فترة واحدة، بل تراكم على مراحل مختلفة في أثناء عصر البلايوستوسين ففي كثير من القطاعات يرتكز اللوس الحديث على مستويات أخرى منه أقدم . وفي الأجزاء العليا من كل مستوى نجد اللوس قد تحول إلى Loamy - Loess (Verlehmungszone) . ولما كان تمييز طبيعة تلك المستويات اللومية من الوجهة البيدولوجية في كثير من الإحيان ممكناً ، فقد أصبح في الإستطاعة الإستدلال والتعرف على الظروف المناخية التي سادت أثناء تكوينها (انظر على سبيل المثال Brandtner ١٩٥٠ ، ١٩٥٤ ، ١٩٥٦ ، Gouda ١٩٦٢ ، Fink ١٩٥٤ ، ١٩٥٥ ، ١٩٥٦ ، Schonhals ١٩٥٠ ، ١٩٥١ ، ١٩٥٢) .

وكما في أوربا يعتبر اللوس ظاهرة هامة في أمريكا الشمالية أيضاً باعتباره مظهراً تراكمياً في الأراضي المتاخمة لمناطق الجليد البلايوستوسيني. ويبلغ اللوس هناك أوج نموه في ولاية Illinois و Iowa و Nebraska و Kansas و Missouri . وتصل تكويناته في ذلك النطاق أقصى سمكها على حواف أودية الأنهار ، ويرق سمكها عند مناطق تقسيم المياه . وهي تمتد على طول وادي المسيسبي حتى تكاد تصل إلى خليج المكسيك ، وهنا يتركز معظمها على الجوانب الشرقية لسهول النهر ، ولهذا ينبغي أن نفترض أن العامل الرئيسي في تراكم التكوينات يتمثل في الرياح الغربية . وكثيراً ما نجد تكوينات اللوس هناك تنحصر في القطاع الرأسي بين رواسب جليدية . ففي قطاع وصفه G. F. Kay (١٩٣١) في منطقة مدينة Iowa تبدو رواسب اللوس الحديثة على سطح يرتكز على الركام السفلي لجليد Iowa ، تحته مستوى آخر من اللوس الأقدم الذي يرتكز بدوره على الركام السفلي لجليد Kansas . ويتراوح سمك اللوس في أمريكا الشمالية بين ٢ — ٣ متر ، وفي حوض المسيسبي يصل السمك إلى ١٢ م وأحياناً يناهز الثلاثين متراً .

حفريات اللوس الحيوانية :

تحتوي تكوينات اللوس الأوروبية على عدد من القواقع أصيلة فيه وهي قواقع برية دائماً ، وأحياناً تختلط بالقواقع البرية بعض قواقع المياه العذبة،ولكن ذلك لا يكون عادة إلافي ال Schwemmloess . وهناك ما لا يقل عن ٣٥ نوعاً من القواقع البرية عثر عليها في تكوينات اللوس المثالية أهمها ثلاثة يكثر وجودها فيه وهي : Trichia hispida و Pupilla muscorum و Succinea oblonga . ويميزتكوينات اللوس أيضاً وجود بقايا حيوانات تعيش في التندرا وفي الاستبس الباردة ، وهي حيوانات ثديية وأخرى قارضة ، يدل وجودها في اللوس على أن مناطق وجوده الآن كانت تسودها ظروف التندرا أو الاستبس الباردة أثناء تكوينه .

نشاة اللوس :

كان اللوس في رأي معظم الباحثين في أوربا وفي أمريكا الشمالية حتى أواخر القرن الماضي عبارة عن رواسب مائية ، تلك الرواسب تتمثل في المواد الدقيقة العالقة في المياه الذائبة من الجليد .

ولتوضيح نشأة اللوس البلايوستوسيني ينبغي أن نلاحظ طريقة نشأته الحالية ونتخذها كنقطة بداية لتفسير تكوينه في الماضي . فحينما ننظر إلى اللوس كظاهرة عالمية سنجد انه كما يقول Obrutschew ، (١٩٣٣) (قارن Merzbacher ١٩١٣) في معظمه عبارة عن نتائج تأثير التعرية وتذرية الهواء في الصحاري،سواء كانت تلك الصحاري حارة أو باردة،صخرية أو رملية أو صلصالية ، صغيرة المساحة أو كبيرتها ، وسواء كانت قاحلة خالية من النباتات،أو يسودها نوع من

الاستبس الجافة، فتغطيها نباتات فقيرة قليلة لا تستطيع حماية الأرض من تأثير الرياح . وقد تم تراكم نتاج التعرية من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة ، لهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن تراكمت بفعل الرياح السائدة في منطقة توافرت فيها ظروف تساعد على إرسابه ، وهذه تتلخص في مناخ جاف ووجود حشائش تلتقط ذراته .
وكان أول من وصف طريقة تجميع اللوس F. V. Richthofen (١٨٧٧) الذي ذكر أن تراكمه في سمك كبير لا يحدث إلا حيث توجد حشائش من نوع الاستبس تلتقطه وتحميه من التذرية ، وتعمل جذور الحشائش بعد فنائها على إعطاء التكوينات خاصيتها المشهورة التي تتمثل في نسيجها الشعري . ولم يتأكد حتى الآن دور المياه في إرساب اللوس القاري ، ولكن يبدو أن بعضاً منه في الصين قد حملته وأرسبته مياه الأنهار ثم أذرت غباره الرياح من السهول الفيضية بعد ذلك .

وتجدر الإشارة هنا إلى أن مجموعة من الباحثين الروس وفي مقدمتهم L. S. Berg (١٩٣٢) ترى أن اللوس ليس إرساباً هوائياً ، وإنما هو نتاج محلي in Situ لتجوية مختلف أنواع الأساس الصخري . ويرى Berg أن اللوس يتكون بعملية سماها « عملية تكوين اللوس » تؤثر فيها الظروف المناخية على وجه الخصوص ، وتتم في كل أنواع الصخور ومنها أيضاً الركامات السفلى . حقيقة — كما سنرى فيما بعد— أن اللوس يمر بعمليات تحول قبل أن تكتسب تكويناته مميزاتها المثالية ولكن مما لا شك فيه أنه يتكون من مواد نقلتها وأرسبتها الرياح . ففي كل مكان أجريت فيه أبحاث بيدولوجية وبتروجرافية دقيقة على المعادن المكونة للوس، وللطبقات الصخرية التي يرتكز عليها، على الخصوص في هولندا (أبحاث Van Doormsal ١٩٤٥ و Doeglas

١٩٤٩ و Vink ١٩٤٩) وفي سويسرا (أبحاث جودة ١٩٦٢) وفي النمسا (أبحاث F. Brandtner ١٩٥٠ و ١٩٥٤ ١٩٥٦ و J. Fink ١٩٥٤ و H Holzer ١٩٥٥) توضح بجلاء أن تكوينات اللوس ليست مجرد نتاج تجوية الطبقات التي ترتكز عليها بأي حال .

وتراكم اللوس في الأراضي المحيطة بالجليد البلايوستوسيني يعتبر ظاهرة استثنائية في تكوينه ، فقد كانت هناك إبان الفترات الجليدية مساحات واسعة خالية من النباتات ، تمكنت الرياح من تذرية موادها الدقيقة .

وفي هذا يبرز التشابه بين تكوين اللوس البلايوستوسيني واللوس القاري الحالي . وكانت تلك الأراضي الشاسعة التي تخلو من النباتات أو تكاد تتمثل على الخصوص في السهول الفيضية للأنهار التي منحت اللوس مواده الدقيقة . ومثل هذا يحدث في أعالي نهر الراين كنمط حديث في تكوين اللوس وصفه R. Lauterborn (١٩١٢) و Schmidle (١٩٠٨) . فحالما تجفف رياح الفون Foehn الشطوط الحصوية لنهر الراين في واديه جنوبي بحيرة كونستانس، سرعان ما تبدأ عملية التذرية للمواد الترابية الدقيقة في شكل عاصفة هائلة يغبر الجو بسببها، ثم ما يلبث الغبار أن يتراكم على جوانب الوادي مكوناً لتكوينات اللوس .

ويشاهد مثل هذا أيضاً في الأراضي المحيطة بالجليد الحالي ، مثال ذلك ما يتراكم من غبار اللوس في الجانب الشمالي للثلاجة الأيسلندية Vatnajoekulis (Woldstedt ١٩٣٩) . فحينما تنحسر المياه عن السهول الفيضية التي ترسبت عليها المواد الدقيقة التي جلبتها المياه الذائبة ، ما تلبث الرياح أن تحمل ذرات الغبار وتنقلها بعيداً لتعيد

إرسابها . ومثل هذه المشاهدات سجلها أيضاً W. H. Hobbs (١٩٣١) على جوانب الغطاء الجليدي في جرينلندا .

ومما لا شك فيه أنه أثناء الفترات الجليدية كانت المساحات الواسعة الواقعة أمام الجليد،والتي تراكمت عليها مختلف المواد التي جرفها الجليد وأرسبتها مياهه الذائبة في شمال اوربا،ومثلها الأراضي التي كانت تقع أمام جليد مرتفعات الألب ، كانت هذه وتلك مورداً ضخماً لتكوينات اللوس الذي تراكم في وسط اوربا . وكانت الأنهار التي تنبع من المرتفعات الوسطى مصدرا أيضاً لتكوينات اللوس ، فقد كانت تحمل كميات هائلة من المياه والرواسب أثناء فيضاناتها في الربيع حين ذوبان الجليد ، وكانت المواد الدقيقة ترسب في السهول لتذريها الرياح حين جفافها . وقد استطاع W. Fauler (١٩٣٦) أن يثبت أن اللوس في المنطقة الممتدة بين Achern و Offenburg في وادي الراين قد أذرته الرياح من السهول الفيضية لذلك النهر . ولقد أشار F. Weidenbach (١٩٥٢) إلى أن المجاري الدنيا للأنهار الكبيرة كانت تمتد أثناء الفترات الجليدية في الأراضي التي تشغلها البحار ، إذ أن مستوى سطح المحيطات كان ينخفض حينئذ بمقدار ٩٠ متراً أو أكثر . لهذا كان من الممكن تذرية المواد الدقيقة من الأراضي الفيضية في تلك الجهات التي ساهمت في تكوين « لوس » بريتاني وجزر القنال . وليس ببعيد أن تكون رواسب الشواطىء البحرية التي انحسرت عنها مياه البحار قد ساهمت أيضاً في تكوين اللوس في تلك الجهات ولكن هذه مسألة ما تزال محل جدال .

وظروف تكوين اللوس في القسم الاوسط من وادي الراين تتمثل أيضاً في وادي نهر المسيسبي في أمريكا الشمالية . فقد كان المسيسبي الوادي الرئيسي لتصريف القسم الأكبر من المياه الذائبة من الغطاء

الجليدي الأمريكي الضخم . ولقد أثبتت الأبحاث التي قام بها G. D. Smith (١٩٤٢) وآخرون الصلة بين تكوين اللوس وعظم سمكه، خصوصاً على الجانب الشرقي لوادي النهر، وبين سهوله الفيضية وتوضح تلك الصلة خريطة لمنطقة Illinois رسمها Leighton & Willmann (١٩٥٠) يتبين منها أن سمك اللوس يبلغ أحياناً أكثر من ٧ م عند جوانب النهر مباشرة، ثم يتناقص السمك تدريجياً إلى أن يصل إلى نحو ٠,٥ م فقط على السهول العليا . وتدق ذرات اللوس أيضاً كلما قل السمك بالإتجاه نحو الشرق ، فبينما يبلغ متوسط حجم الذرات ٠,٠٣٣ مم على بعد ١ كم من ضفة النهر، إذ به يتناقص إلى ٠,٠١٥ مم على بعد ١٥٠ كم . وهذه الشواهد تدل على أن الرياح الغربية هي المسؤلة عن تذرية غبار اللوس من وادي المسيسبي وحملها وإرسابها على النمط السالف الذكر .

وإلى جانب السهول الفيضية للأنهار كانت هناك مناطق أخرى تعتبر مصادر لتكوينات اللوس . فقد أشار كل من G. Beskow (١٩٣٠) و A. Duecker (١٩٤٧) إلى أهمية فعل الصقيع في الأراضي التي كانت تقع قرب مناطق الجليد ، ففيها توجد تربات تتركب من مواد دقيقة تسود فيها الذرات التي يبلغ قطرها بين ٠,١ مم — ٠,٠١ مم ، ويرى Beskow أن تلك الذرات ما هي إلا نتاج تفكك الصخر بفعل الصقيع .

وبهذه الطريقة تنشأ تكوينات تشابه اللوس في حجم حبيباتها . وفي فصل الصيف كانت تجف تلك المواد الدقيقة تمهيداً لحملها بواسطة الرياح . وقد كانت تحركات التربة التي ترتبط بفعل الصقيع تؤدي دائماً إلى إظهار مواد جديدة على السطح ما تفتأ أن تذريها الرياح . وبهذا يمكن القول أن الأراضي التي كانت تقع على حواف الجليد

والتي كانت تعاني فعل الصقيع قد ساهمت بقسم وافر في تكوين اللوس

تراكم غبار اللوس وعمليات التحول التي تصيبه :

تحمل الرياح التي تمتاز بقوة معينة أيا كان اتجاهها غبار اللوس وتلقي به في مكان آخر ، فيه يبقى متراكما مادامت الرياح السائدة بمنأى عنه أي حيث تحميه طبيعة الأرض والنبات من فعل الرياح . ولهذا نجد اللوس في مناطق معينة من وسط أوربا متراكما على المنحدرات الشرقية بينما ينعدم وجوده أو يقل على المنحدرات التي تطل على الغرب . وهنا يبدو أن الأمر لا يعدو أن يكون نوعا من تراكم اللوس في ظل الرياح السائدة ، ولكن التيارات الهوائية التي تصعد على جوانب المرتفعات الشديدة الأنحدار تستطيع أيضاً أن ترسب غبار اللوس في الجانب المواجه للرياح السائدة ، فتراكم اللوس لهذا لا يقتصر على الرياح . ولتثبيت غبار اللوس يبدو أن بيئة الحشائش المتفرقة هي أصلح ما تكون لذلك . و« لوس » التندرا كما سماه بيدل J. Buedel (١٩٤٩) الذي تراكم في غرب أوربا ووسطها يصف بيئته F. Muenichsdorfer (١٩٢٩) بقوله : «إنها سهول فسيحة ومنحدرات كانت تغطيها الطحالب والحشائش الفقيرة وبعض الشجيرات القصيرة المبعثرة ، أما الأشجار العالية أو الغابات فلم يكن لها في تلك البيئة وجود» . وقد ذكر J. Buedel (١٩٥١ ، ١٩٦٠) أن الحد الشجري كان يقطع منطقة اللوس في شرق أوربا أثناء فترة جليد الفورم Wuerm ، بينما بقيت حدود انتشار الغابات إلى الجنوب من المناطق الرئيسية لتوزيع اللوس وذلك بسبب قلة التساقط . وبهذا استطاع Buedel — علاوة على «لوس التندرا » في غرب ووسط أوربا — أن يفرق بين نمطين آخرين من مناطق توزيعه في شرق أوربا ،وهما « لوس الاستبس » و « لوس الاستبس الشجرية » .

وحينما يتجمع غبار اللوس في مكان ما ويبقى فيه، تبدأ عمليات التحول في خلق اللوس المثالي من غبار اللوس . وهذه العمليات تظل دائبة أثناء تجمع غبار جديد . وأهم هذه العمليات هي عملية التحول التي تقوم بها كربونات الكلسيوم . فهذه الكربونات تظهر أصلا في غبار اللوس في شكل حبيبات منفردة أصلها نتاج تفتيت الصخر الجيري . وفي تكوينات اللوس تبدو الكربونات في صورة أغلفة تحيط بالذرات الأخرى المكونة له . لهذا ينبغي أن يكون قد حدث تحول في طبيعة الكربونات . ويتدخل في تحويل التكوينات عملية التجوية الكيماوية التي تتمثل هنا في الإذابة Solution والتميؤ Hydration ويعتقد R. Ganssen (١٩٢٢) أن المسؤول عن حدوث عمليات التحول في اللوس وجود تربة تتناوبها الرطوبة والجفاف ، وفي رأيه أن اللوس نتاج عملية التميؤ التي تحدث في تكوينات تتميز بدقة الحبيبات ولكنها فقيرة في ذرات الصلصال وغنية في حامض السيلكا مع وجود نسبة من كربونات الكلسيوم . وإلى جانب عملية التجوية الكيماوية تحدث عملية أخرى طبيعية ،وهي عملية تغليف ذرات المعادن المكونة للوس بكربونات الكلسيوم . وبسبب هذا وذاك تنشأ حبيبات يتراوح حجمها في معظمه بين ٠١و — ٠٥و مم . والذرات ذات القطر سالف الذكر هي التي تكون القسم الأكبر من رواسب اللوس. وهذه الحقيقة كانت مشكلة كثر الجدال فيها ، وقد قدم Ganssen لحلها عمليات التجوية الكيماوية والطبيعية . وتشارك في تكوين ذرات اللوس المثالية ذرات الغبار التي يبلغ قطرها أقل من ٠١و٠ مم ، فهذه تتحول تتحول أيضاً بفعل التجوية الكيماوية بتغليفها بغشاء من كربونات الكلسيوم إلى ذرات يبلغ قطرها بين ٠١و مم — ٠٥و مم ، وعلى هذا النمط يفسر التشابه والانسجام في تركيب مختلف تكوينات اللوس

رغم تباين المناطق ، فبينما تعمل التجوية «الرطبة » على إذابة كربونات الكلسيوم وإبعادها وغسل التربة منها ، إذ بعملية التميؤ «الجافة » تعمل على مجرد توزيعها في التربة دون تغير يذكر في طبيعتها .

ويرى F. Muenichsdorfer (١٩٢٩) أن اللوس لا يعدو أن يكون مجرد تربة . ومما لاشك فيه أن اللوس البلايوستوسيني يمثل الآن تربة جافة قديمة ،وهو الآن «قديم Fossil » لأن الصحاري التي كونته لم يعد لها الآن وجود ،كما أن الظروف المناخية التي كانت تتوافر في مناطق تراكمه قدتغيرت الآن. وهوأيضاً باعتباره تربة «قديم»لأنه يوجد الآن في مناطق تتميز بالرطوبة لا بالجفاف كما كان الحال حين تكوينه . هذا المناخ الرطب بما يتميز به من تجوية كيماوية قد أحدث تحولاً في طبقات اللوس العليا. وبسبب تأثير تحركات المياه في باطن التكوينات سُلبت الذرات مما تحتويه من كربونات الكلسيوم ،ونتج عن ذلك أن أصبحت أكاسيد السليكا والألومنيوم تحتوي على ماء ، وبهذا وذاك تكونت المستويات اللومية Loeslohm . وفي مناطق أخرى حيث يسود مناخ الاستبس لم يتكون اللوس اللومي الآنف الذكر ،إنما تكون عوضاً عنه التربة السوداء Chernosem ، التي لا توجد في جنوب روسيا فحسب ، وإنما نجدها أيضاً في بعض أجزاء ألمانيا كما في منطقة Magdeburger Boerde .

حجم ذرات اللوس ونشأتها :

يلاحظ وجود اختلاف في حجم الذرات المكونة للوس من مكان لآخر .وفي معرض حديثنا عن تكوينات اللوس على جوانب المسيسبي ، أشرنا إلى تضاؤل متوسط حجم الحبيبات من الغرب إلى الشرق . وبناء

على أبحاث G. Mirtschink (١٩٢٨) في نطاق اللوس في جنوب روسيا نجد أن ذرات اللوس الدقيقة التي يبلغ قطرها أقل من ١٠و٠ مم تتزايد بالاتجاه من الشمال نحو الجنوب ، فبينما تبلغ نسبتها في شمال النطاق ١٧ ٪ ترتفع إلى ٤٠ ٪ في جنوبه . وقد اشار الباحث إلى أن ذلك يدل على أن مصدر اللوس كان في الشمال. ولكن أبحاثه لا تستند على عدد وفير من التحايلات ، لهذا لا يمكن البت في هذا بشكل قاطع .

وهناك مناطق أخرى تتميز تكويناتها من اللوس بوجود نسبة كبيرة من الحبيبات الخشنة ، وهذه توجد عادة بالقرب من المجاري الرئيسية للأنهار (أنظر الرسومات البيانية في بحث Grahmann ١٩٣١ و Gouda ١٩٦٢) وترجع في مصدرها إلى رمال هوائية أذرتها الرياح من ضفاف الأنهار . هذه الحالة نجدها عادة في المستويات السفلى من قطاعات اللوس السميكة ، ونجدها أيضاً فيما يسمى باللوس الرملي Sandloess وهذا وذاك نتاج خليط من الرمل الهوائي واللوس. وعند تحايل تلك التكوينات توضح الرسوم البيانية نهايتين إحداهما تقع بين ٥و٠ — ٢و٠ مم وهذا هو الرمل الهوائي ، وثانية هي في معظم الأحيان أوضح تقع بين ٥٠و — ١٠و مم وهذا هو اللوس المثالي . وقد حلل E. Schoenhals (١٩٥٣) عينات من اللوس والرمل الهوائي الذي وجده في شكل مستويات رقيقة متداخلة في قطاع « لوس » في شمال بوهيميا عند Koeniggraetz قرب نهر الإلب . وقد تبين من أبحاثه أن مستويات الرمل الهوائي مصدرها رمال ضفاف نهر الإلب أذرتها رياح شرقية قوية أثناء تراكم اللوس في تلك المنطقة .

وقد ذهب الباحثون مذاهب عدة في تفسير نشأة حجم الذرات المثالي للوس (من ٥٠و — ١٠و مم) . فيري Ganssen (١٩٢٢)

كما سبق القول، أنه نتيجة لعمليات التجوية الكيماوية وعامل التميؤ الجاف.
أما L. Koelbl (١٩٣٠ ، ١٩٣١) فيرى أنه نشأ عن عملية غربلة (Seigerung = Sifting = Filtering) مزدوجة إحداهما تمت عن طريق الماء والأخرى بواسطة الهواء . فقد أثبتت أبحاثه أن إرساب الذرات التي يبلغ قطرها أقل من ٠٢ر مم في الماء يكاد يكون معدوماً . وتزداد سرعة إرساب الذرات في الماء ببطء إلى أن يبلغ قطرها ٠,١٦ مم ثم تشتد السرعة بعد ذلك . والذرات التي يبلغ قطرها أقل من ٠,١٦ مم توجد ممثلة بكثرة في اللوم الفيضي الذي يرسب عادة في السهول الفيضية للأنهار الكبيرة (Grahmann ١٩٣١) . ولما كان الحد الأدنى لقطر ذرات اللوس المثالية يتفق مع ٠١ر٠مم، فقد استنتج Koelbl من ذلك أن غبار اللوس قد نشأ أصلا من تلك الرواسب اللومية الفيضية . وقد تبع ذلك عملية غربلة أخرى بواسطة الريح ، وهذه استلزمت الحد الأعلى لقطر ذرات اللوس الذي يتفق مع ٠,٠٥ مم . والسبب في ذلك يرجع إلى أن سرعة إرساب الذرات التي يبلغ قطرها أقل من ٠٥ر مم تتضاءل حتى تكاد تنعدم . بينما تزداد سرعة الإرساب الهوائي بالنسبة للذرات الأكبر حجماً . أما الحبيبات الخشنة فالرياح لا تحملها وإنما تدفعها على سطح الأرض . وبناء على ذلك يرى Koelbl أن غبار اللوس قد عانى عملية غربلة مزدوجة.

وينبغي أن نشير هنا مرة أخرى إلى أبحاث كل من Beskow و Duecker فيما يختص بتأثير الصقيع في المناطق المجاورة للجليد ولم تتأثر به تأثيراً مباشراً في تكوين ذرات يبلغ قطرها بين ١ ر مم و ٠١ر مم ، وهي في هذا تداني ذرات اللوس المثالية .

اتجاه الرياح التي ارسبت اللوس :

درس هذا الموضوع من الوجهتين المتيورولوجية والمورفولوجية ولكن نتائج الدراسة لم تؤد إلى حل كامل للمشكلة . فبالنسبة لوسط أوربا يرى R. Grahmann (١٩٣٢) أن الرياح الشمالية هي المسؤلة عن إرساب اللوس ، أما A. Duecker (١٩٣٧) فيرجح كفة الرياح الشرقية ، بينما يتفق L. Weinberger (١٩٥٤) و P. Woldstedt و H. Poser (١٩٥١) و H. Flohn (١٩٥٣) على أهمية الرياح الغربية في إرساب اللوس .

يبدو أن الرياح الغربية قد لعبت دوراً هاماً في إرساب تكوينات اللوس في وسط أوربا ، لهذا نجد في مناطق انتشار اللوس تناقصاً عاماً في سمكهمن الغرب إلى الشرق،كما نجد أن حبيباته تدق فينفسالإتجاه.. وقد سبقت الإشارة أيضاً إلى تجمع اللوس على الخصوص في الجوانب الشرقية من المنحدرات أي في ظل الرياح الغربية . اما في منطقة بازل وغرب المانيا فيظهر أنه كان للريح الشمالية تأثيراً كبيراً في إرسابه . ففي إقليم بازل يتناقص سمك قطاعات اللوس من الشمال إلى الجنوب.وتدق ذراته أيضاً في نفس الإتجاه . وفي غرب ألمانيا تظهر تكوينات اللوس متشابهة في سمكها وطبيعتها وحجم ذراتها على جانبي وادي الرين الشرقي والغربي . وقد سبق القول بأن الرياح الغربية هي التي نقلت وأرسبت تكوينات اللوس في أمريكا الشمالية .

الصلة بين اللوس والفترات الجليدية :

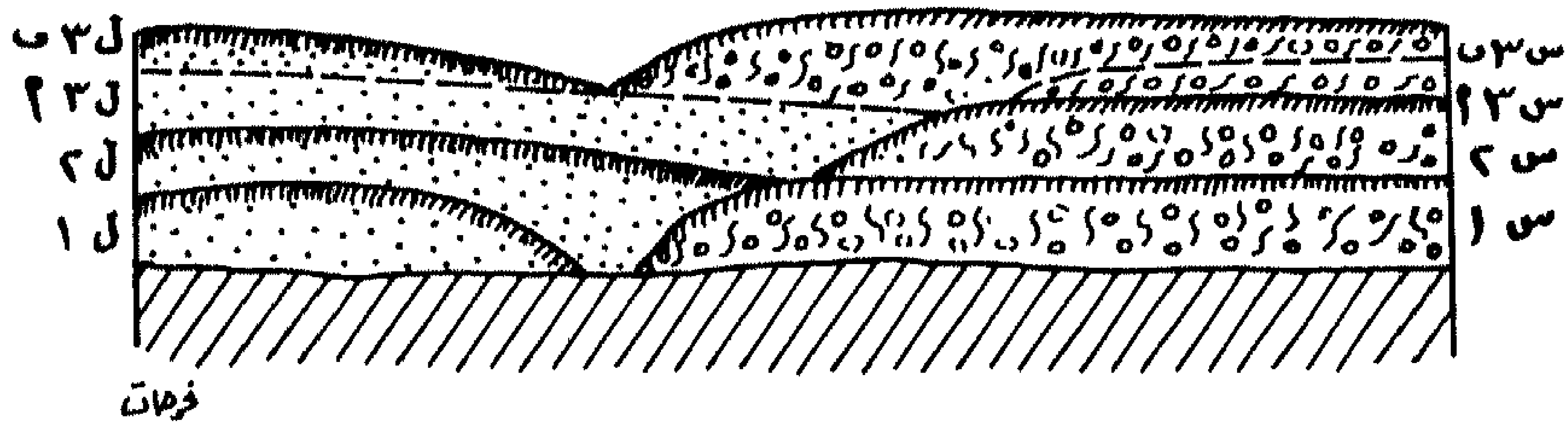
يتضح من الدراسات التي سبق أن عرضناها أن اللوس البلايوستوسيني قد تكون في أوج الفترات الجليدية،لا في بداية فترة جليدية ، ولا في

نهايتها (Soergel ١٩١٩ و Buedel ١٩٦٠) . ففي أثناء أدوار ذوبان الجليد مثلا لم تكن الظروف المناخية مناسبة لتكوينه إذ أن المناخ كان حينئذ رطباً . على أن هذا الرأي — الذي نادى به Soergel ومن بعده تلاميذه ، والذي يتحمس له Buedel ، لإعتقاده بوحدة الفترة الجليدية — لم يبق دون إعتراض ، إذ يرى كل من H. Breddin (١٩٢٦ ، ١٩٢٧ ، ١٩٣١) و H. Poser (١٩٤٨ ، ١٩٥١) أن تراكم اللوس قد استمر أثناء القسم الأخير من الفترات الجليدية ، بل إن Zur Muehlen (١٩٢٨) و W. Weissermel (١٩٣٠) يعتقدان أن اللوس لم يتراكم إلا في القسم الأخير من الفترات الجليدية . ويرى المؤلف بناء على أبحاثه في سويسرا أن تكوين اللوس قد بدأ في القسم الأول من كل فترة جليدية وبلغ عنفوانه في أوجها ، ولم يكن في الإمكان الوصول إلى إثبات واضح عما إذا كان تكوين اللوس قد استمر في القسم الأخير من الفترة الجليدية أم أنه توقف ، نظراً لأن ذلك القسم يتميز في سويسرا بشيوع ظاهرة انسياب التربة Solifluction التي أتلفت الأجزاء العليا من قطاعات اللوس ، على أن هناك بعض الشواهد في لوس منطقة Leibstadt التي تقع إلى الغرب من الوادي الأدنى لنهر الآرى Aare تدل على استمرار تكوين اللوس في القسم الأخير من الفترات الجليدية .

وغبار اللوس الذي أذرته الرياح أثناء الفترة الجليدية وخاصة حين بلغت عنفوانها (بالمعنى المناخي) أعيد ارسابه في مناطق معينة توافرت فيها شروط تراكمه ، ويبدو أن تلك المناطق — كما هي الحال في مناطق تراكم اللوس الحالي — كانت تتميز بوجود حشائش استبس ساعدت على تجميع غباره . والحد الشمالي لتوزيع اللوس في شمال ألمانيا الذي لا يرتبط بحدود امتداد الجليد — كما أكد Keilhack (١٩٢٠) —

يمثل الحد الشمالي لانتشار حشائش الاستبس في وسط أوربا أثناء الفترة الجليدية الأخيرة . ويرى W. Doecke (١٩٢٨) أن أفضل بيئة لتجميع اللوس البلايوستوسيني كانت بيئة تندرا تنمو فيها حشائش فقيرة ، وحينما ينعدم وجود اللوس المثالي في أراضي البحر المتوسط ، فمرجع ذلك أن تلك الأراضي كانت تغطيها الغابات لا حشائش الاستبس أثناء الفترات الجليدية . واذا كان تكوين اللوس البلايوستوسيني نتاج ظاهرة مناخية ترتبط كل الإرتباط بالفترات الجليدية ، فينبغي أن يكون لكل فترة جليدية (لوس) يختص بها . وكان W. Soergel (١٩١٩) أول من حاول أن يقيم تصنيفاً لتكوينات اللوس ويربط بينها وكل فترة من الفترات الجليدية وذلك بالنسبة لوسط أوربا .

والصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية يوضحها الرسم المبسط التالي : — أنظر (شكل ٣) .

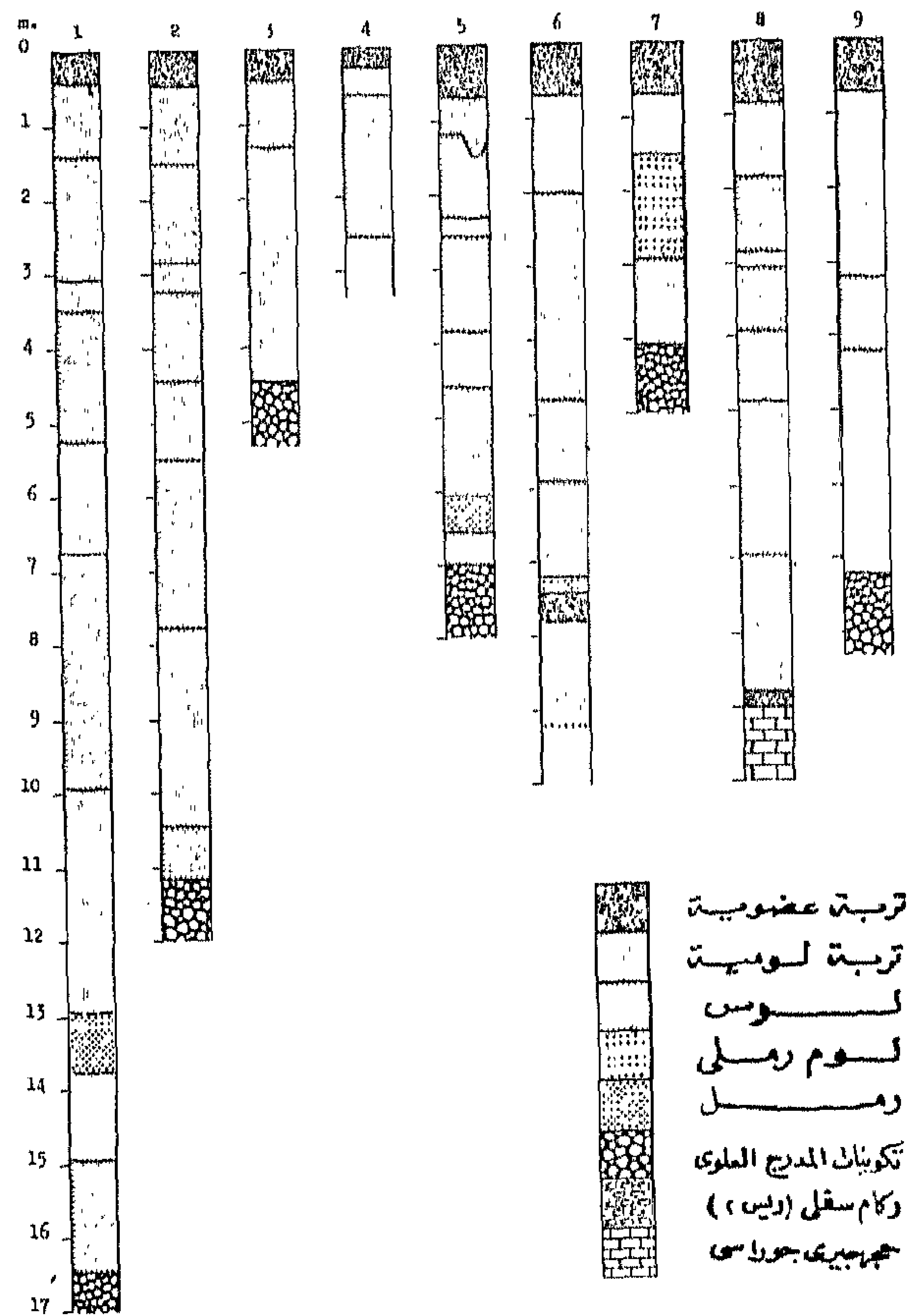


شكل (٣) يوضح الصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية

فالفترة الجليدية الأولى بركامها س١ تعاصر اللوس ل١ ، ولما كان اللوس قد تراكم في أوج امتداد الجليد ، فإنه سيتجنب منطقة إرساب الركام س١ . وفي خلال الفترة الدفيئة التي أعقبت الفترة الجليدية الأولى تحول سطح كل من الركام س١ واللوس ل١ الى تربة (مستوى تجوية) بفعل التجوية . وابان أوج الفترة الجليدية الثانية التي كونت الركام س٢ حدث أيضاً تراكم اللوس ل٢ . وفي حالة عدم امتداد جليد الفترة الثانية إلى حدود امتداد جليد الفترة الأولى ، فإن اللوس المعاصر ل٢ — الذي بدوره يتجنب منطقة توزيع الركام س٢ — يتراكم جزئياً فوق تربة الركام س١ وقسم آخر على الأساس الصخري الذي ينتمي إلى ما قبل عصر البلايستوسين وقسم ثالث على تربة اللوس ل١ . ولتقرير عمر هذا اللوس لا يفيد تراكمه على الأساس التابع لما قبل البلايستوسين بل وجوده هنا مضلل ، وانما يفيد تراكمه على تربة الركام س١ أو على تربة اللوس ل١ .ثم يتبع ذلك حلول فترة دفيئة ثانية تتكون في أثنائها تربة على الركام س٢ وأخرى على اللوس ل٢ .

وقد أعقب ذلك فترة جليدية ثالثة قصر امتداد الجليد في قسمها الأول عن بلوغ حدود جليد الفترة الجليدية الثانية،وفي أثناء ذلك القسم تراكم اللوس ل٣مالذي يعاصرالركامالسفلي س٣م. وبعد ذلك تقدم جليد الفترة الثالثة وزحف فوق اللوس ل٣م الذي تكون حديثاً وغطاه بركامه س ٣ب ، ولم يتوقف تراكم اللوس أثناء ذلك بل استمر أثناء تقدم الجليد ، فتراكم اللوس ل٣ب فوق اللوس ل٣م بعيداً عن حافة الجليد المتقدم . واذا حدث وتراجع جليد الفترة الثالثة في قسمها الأول — قبل تقدمه في قسمها الثاني بسبب حدوث ذبذبة مناخية — فإن اللوس ل٣م قد ينكشف لعوامل التجوية فيتحول الجزء السطحي منه إلى تربة. وفي هذه الحالة نجد في اللوس ل٣ الذي يتبع الفترة الجليدية الثالثة تربة

لومية رقيقة تمثل الذبذبة المناخية التي تقع بين قسمي الفترة الجليدية الثالثة ومن بين عشرات القطاعات التي درسها المؤلف في سويسرا ، نلخص نتائج قطاعين أحدهما يوضح الصلة بين الركامات السفلى وتكوينات اللوس، والآخر يمثل طريقة الربط بين الدرجات النهرية ومستويات اللوس .



شكل (٤) بعض قطاعات لوس فى سويسرا
القطاعان رقم ١، ٢ فى منطقة بازل وقد أشير إلى الثانى منهما فى الحاشية
القطاع رقم ٣ فى منطقة آراو

القطاع الأول : يمثل ظروف طبيعة التراكم في منطقة Oberholz قرب آراو Aarau . (أنظر شكل ٤) والثاني يمثل ذلك في منطقة أخرى جنوبي بازل حوالي Allschwil . يرتكز قطاع اللوس الأول على طبقة رقيقة نوعاً من الركام السفلي الذي يظهر من دراسته أنه ينتمي إلى الدور الجليدي ريس ٢ Riss 2 ، ويرتكز هذا الركام على صخور جيرية جوراسية . وقد أظهرت الأبحاث أن الركام قد عانى من فعل التجوية أثناء فترة دفيئة طويلة . ويرتكز على الركام ثلاثة مستويات من اللوس المثالي، يفصل بينها مستويان غير متكافئين في عمق وتأثير التجوية . وترتكز هذه المستويات الخمسة على تربة عميقة ترتكز بدورها على الركام السفلي . وعلى سطح القطاع توجد التربة الحالية .

وقد صار تقييم القطاع على النمط الآتي : —

الركام السفلي الذي تملأ تكويناته الشقوق والشروخ في الصخر الجيري ، قد أرسبه جليد الريس ٢ ، ثم أثرت فيه التجوية تأثيراً بيناً أثناء فترة دفيئة طويلة Interglacial تقع بين الريس ٢ والريس٣.

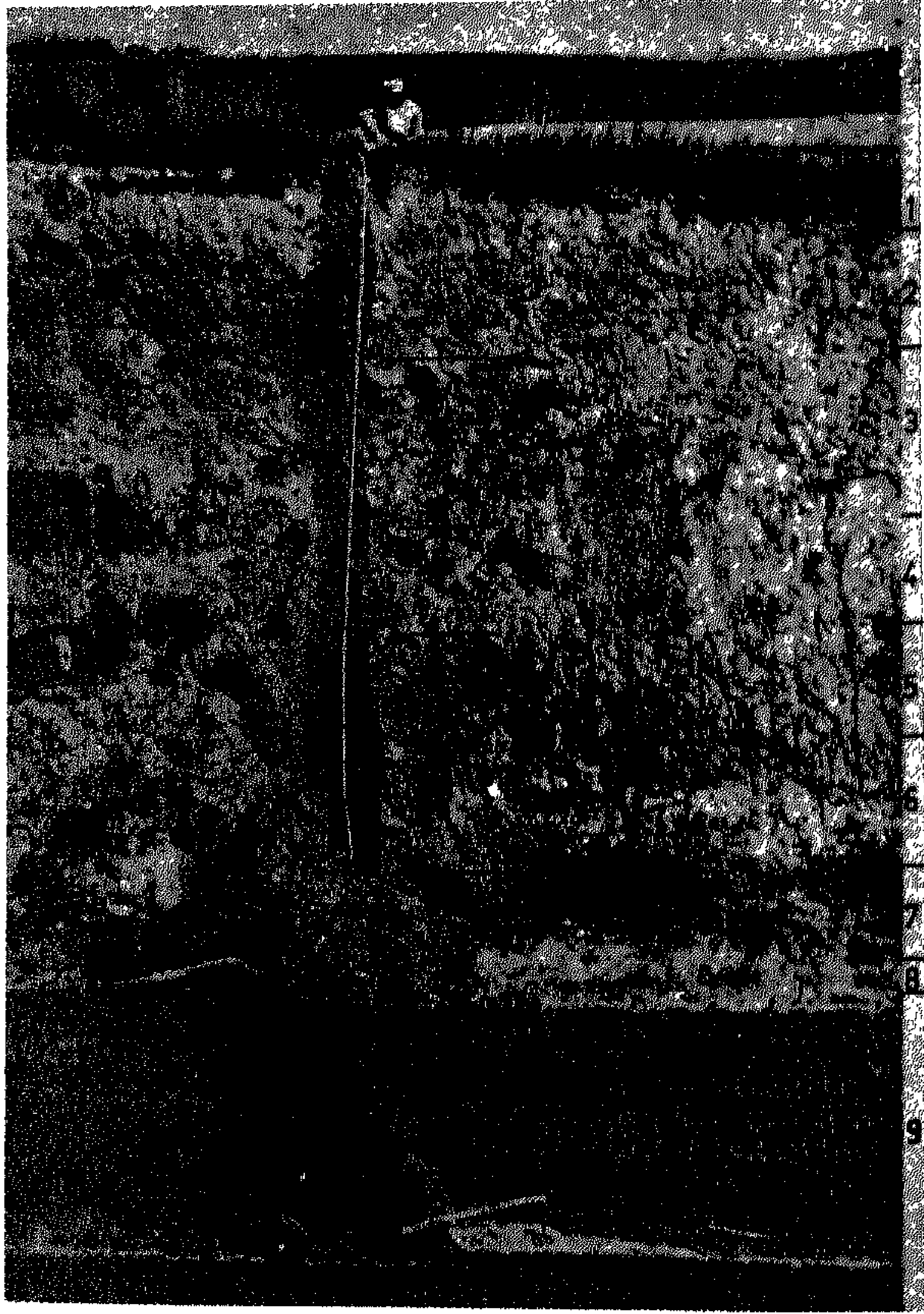
التربة العميقة التي تقع فوقه قد تكونت في الأصل في شكل لوس مثالي أثناء فترة جليد الريس ٣ ، ثم تعرضت للتجوية فترة طويلة وكان ذلك أثناء الفترة الدفيئة الأخيرة Riss 111 - Wuerm - Interglacial .

ثم جاءت فترة جليد الفورم، فتكون في قسمها الأول مستوى اللوس الذي يرتكز على التربة السالفة الذكر ، والذي تحول بدوره في قسمه الأعلى الى تربة ضحلة نوعاً تكونت أثناء فترة دفيئة قصيرة interstadial . ثم تلا ذلك وصول الفترة الجليدية الى الأوج ، فتراكم مستوى

اللوس الثاني والثالث،ويفصل بينهما مستوى لومي رقيق تكون أثناء ذبذبة مناخية دفيئة قصيرة . يلي ذلك إلى أعلى مستوى لومي أخير تعلوه التربة الحالية ، وهنا لم نستطع الجزم ما اذا كان المستوى اللومي الذي تراكم في الأصل على شكل لوس قد تكون في أواخر أوج الفترة الجليدية أو في القسم الأخير من الفترة الجليدية .

أما القطاع الثاني : فيقع في منطقة أساسها الجيولوجي تكوينات ترجع إلى الزمن الثالث تسمى Letten أو Septerienton ترتكز فوقها مصطبة أتبعها الأستاذ الجيولوجي Muehlberg (١٩١١) وتلاميذه الى فتره الريس ٢ ، وربطها بمثيلاتها في جهات أخرى من وسط وغرب شمال سويسرا ، وبنى على هذا وغيره نظامه الشهير في تصنيف العصر الجليدي في شمال سويسرا . وسار من بعده الأستاذ H. Suter (١٩٣٦) ومساعدوه في كلية الهندسة العليا الفيدرالية بزيورخ في الربط بين هذه ومثيلاتها في منطقة زيورخ وما جاورها . وقد اعتمد هذا وذاك أساساً على العمل الحقلي وعلى الربط بين منسوب المدرجات في مختلف الجهات . وقد أثار المحاضر ناحيتين هامتين في الدراسة للتفريق من الوجهة الزمنية بين مصطبة وأخرى وهما : درجة التجوية وعمقها في تكوينات المصطبة ثم الصلة Contact أو الحد بين مصطبة وأخرى ، وبهذا يمكن التفرقة والتمييز بين مصطبة تراكمية وأخرى، تحاتية ،مع اعتبار المنسوب كأساس ثالث . وكان من نتائج ذلك أن بدأت عملية مسح جديدة للقسم الشمالي من سويسرا يقوم بها طلبة الدكتوراه في المعهدين الجيولوجي والجغرافي بجامعتي زيورخ .

يهمنا من هذا أن هذا القطاع وأمثاله في منطقة بازل قد اتـــضح أنها ترتكز على تكوينات المدرج العلوي التابع للريس ١ ، والتي تعرضت لفعل التجوية أثناء فترة دفيئة طويلة Interglacial تقع بين الريس ١ والريس ٢ . ويلي ذلك الى أعلى مستوى لوس تكون أثناء فترة جليد



شكل (٥) مثال لمظهر قطاعات اللوس في الطبيعة .
قطاع لوس فوق ركام سفلي (ريس ٢) يرتكز على تكوينات المدرج العلوي (ريس ١) في الحوض الأوسط لنهر الآرى في سويسرا

الريس ٢ ، ثم سادت بعد ذلك فترة دفيئة طويلة بين الريس ٢ والفورم تكونت أثناءها تربة عميقة ،ترتكز فوقها مستويات اللوس واللوم التابعة لفترة جليد الفورم ،وهي لا تختلف هنا عن مثيلاتها في القطاع السابق من حيث التصنيف ،وان كانت تتميز بطبيعة وصفات مغايرة .

والتصنيف الكامل للفترات الجليدية كلها في قطاع منفرد من قطاعات اللوس في سويسرا وفي النمسا أو في ألمانيا غير ممكن ، فأضخم قطاع هنا أو هناك لا يغطي سوى فترتي الريس والفورم بأقسامهما الثانوية، لهذا لا بد من الربط بين قطاع وآخر ومصطبة نهرية وأخرى أو ركام وآخر، للوصول الى تصنيف كامل للعصر الجليدي بفتراته وأدواره .

أما في المجر وتشيكوسلوفاكيا فنجد قطاعات ضخمة درس بعضها دراسة حديثة خاصة في الدولة الأخيرة ، نورد منها ملخصاً لنتائج قطاع Sedlec بالقرب من « براغ » الذي قام بدراسته الباحثان Prosêk و Lozek (١٩٥٩) . والرسم التوضيحي المبسط المرافق (أنظر شكل ٦) يلخص الشرح الدقيق المستفيض الذي أورده المؤلفان في بحثهما. ويقع القطاع على الجانب الشرقي لوادي المولداو Moldau ويرتكز على خمس من الدرجات النهرية تتبع على التوالي مندل ١ ، ومندل ٢ ، مندل ٣ ثم ريس ١ ، ريس ٢ .

ويمكن أن نلخص نتائج تقييم القطاع في النقط التالية : —

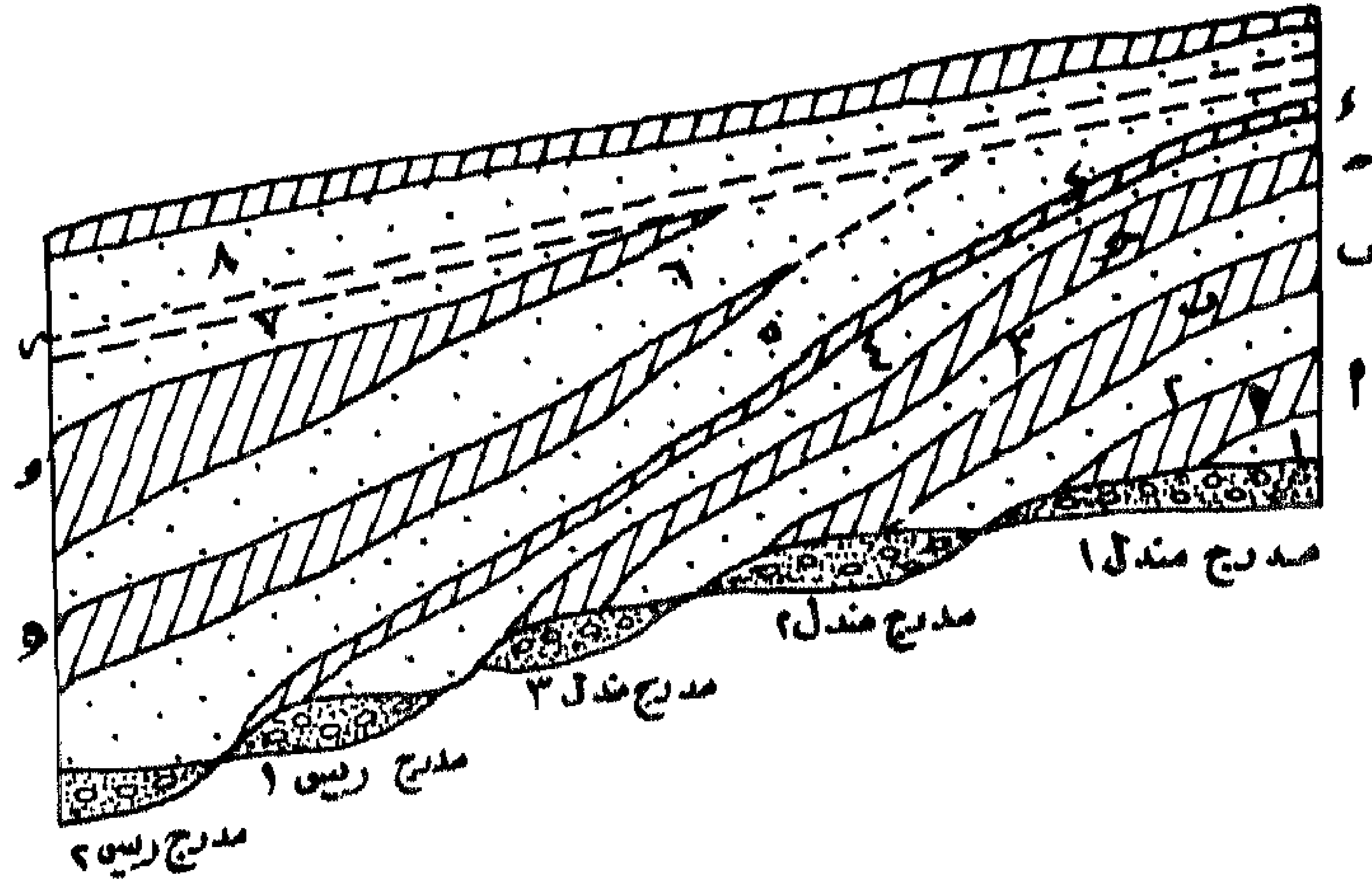
— مستويات اللوس رقم ٨ ، ٧ ، ٦ تراكمت أثناء فترات جليد الفورم الثلاثة .

— التربة العميقة التي تقع بين مستوى الليس رقم ٦ ، ٥ تكونت أثناء الفترة الدفيئة الأخيرة Riss / wuerm - Interglacial .

— مستويات لوس رقم ٥، ٤، ٣، التي ترتكز على مصطبة المندل رقم ٣ تكونت أثناء فترات جليد الريس الثلاثة .

— التربة رقم ب تكونت في الفترة الدفيئة الطويلة بين جليدي المندل والريس Mindel / Riss Interglacial .

– ترتكز التربة السابقة على مستويين من اللوس هما رقم ٢ ، ١ يتبعان مندل ٣ ومندل ٢ ، ويقع المستوى الأخير (رقم ١) على مصطبة مندل ١ .



تكوينات المدرجات النهرية

مستويات لوس تكونت أثناء الفترات الجليدية

مستويات تربة تكونت أثناء الفترات الدفيئة

شكل (٦) قطاع لوس Sedele^c قرب مدينة براغ

وفي أمريكا الشمالية كان ينظر الى اللوس – لفترة طويلة – على أنه تكوين فترة دفيئة . وقد كان B. Shimek (١٩٠٤) على رأس المدافعين عن تلك الفكرة ، وحجته في ذلك الحفريات التي يحتويها اللوس ، فقد ذكر أن معظم القواقع التي يحتويها اللوس البلايستوسيني توجد الآن في المنطقة وتعيش فوق تكويناته . ومع هذا ينبغي أن يعترف Shimek أن أنواع القواقع التي توجد في اللوس كحفريات لم تبلغ في نموها الدرجة التي تبلغها نفس الأنواع التي تعيش عليه الآن ، كما أن بعضاً منها لا يعيش الآن الا في أعالي

المرتفعات أو في الجهات الشمالية الباردة . ومهما يكن من شيء فإن استراتجرافية اللوس في أمريكا الشمالية تظهر بما لا يدع مجالا للشك في تكوينه أثناء الفترات الجليدية . ففي القطاعات العديدة التي توجد على حواف الغطاء الجليدي الذي كان موجوداً أثناء الفترات الجليدية في أمريكا الشمالية ، تبدو تكوينات اللوس محصورة بين ركامين سفايين يتبعان فترتين جليديتين ، وهناك يتضح أن اللوس يرتكز دائماً على ركام الفترة الأولى الذي يحمل في قسمه الأعلى تربة عميقة واضحة ، بينما مستوى اللوس نفسه الذي يقع فوقها ما زال بحالته الطبيعية لم يعان من التجوية إلا النذر اليسير ، وفوقه مباشرة ترتكز تكوينات ركام الفترة الجليدية التالية .

نستنتج من هذا أنه ينبغي أن تكون قد سادت فترة غير جليدية طويلة فصلت بين فترة تكوين الركام السفلي الأول وفترةتراكم اللوس. في تلك الفترة الدفيئة الطويلة تكونت التربة العميقة ،التي كان يضرب فيها —بلا شك—نبات كثيف بجذوره . أما الذبذبة المناخية الدفيئة التي تقع بين فترتي تراكم اللوس وتكوين الركام السفلي الذييعاوه ، فقد كانت شديدة القصر . فهنا أيضاً نجد أن اللوس قد تكون في أوج الفترة الجليدية التي يتبعها الركام السفلي الذي يرتكز عليه ، فقد توقف جليدالفترة الثانية عند حد ، فأعطى الفرصة خلال توقفه لتراكم اللوس،ثم تقدم فغطى اللوس وأرسب عليه ركامه السفلي .

وحينما نجد في قطاعات لوس أمريكا الشمالية مستوى ضئيلا من المواد العضوية يحمله اللوس بينه وبين الركام الذي يعلوه والذي يكاد يعاصره ،فإن ذلك لا يدل بالضرورة على وجود فترة دفيئة طويلة ، اذ ينبغي أن لا ننسى أن منطقة اللوس الرئيسية في أمريكا الشمالية تقع أبعد الى الجنوب بالنسبة لخط العرض من مثيلتها في أوربا ، فهي في أمريكا

الشمالية تكتنف دائرة العرض ٤٠ْ . وحول خط العرض هذا كانت درجات الحرارة أيضاً في أثناء الفترات الجليدية أعلى – على الأقل في فصل الصيف – من مثيلتها في منطقة اللوس الرئيسية في أوربا ،وبالتالي أغنى من الوجهة النباتية ،مما أعطى الفرصة لتكوين مثل تلك القشرة الرقيقة من المواد العضوية .

يتضح لنا من هذا العرض العام المبسط أهمية تكوينات اللوس لا باعتبارها تربة خصبة من الوجهة الإقتصادية فحسب ، فهذه ناحية لم أشر اليها لأنها لا تحتاج إلى إشارة ، وإنما باعتبارها مفتاح للكشف عن كثير من أسرار الزمن الرابع بفتراته الجليدية وغيرالجليدية . وقد تحاشيت الدخول في تفصيلات فنية ترتكز على أسس ومفاهيم جيولوجية وبتروجرافية وبيدولوجية وباليونتولوجية يصعب تتبعها خلال محاضرة ، وحسبي هنا أن أذكر انه ينبغي عند تقييم قطاع من الوجهة الاستراتجرافية استخدام الشواهد الآتية مرتبة بحسب أهميتها : –

١ – الدراسات والمشاهدات الجيولوجية كأساس للتقييم كله .

٢ – الشواهد البتروجرافية والباليونتولوجية التي تضبط الدراسات الجيولوجية ، والتي تمكن من إجراء المقارنة والربط بين المستويات المختلفة ، ولكنها بدورها تفقد قيمتها بدون المشاهدات الجيولوجية .

٣ – الأدلة الأثرية ،وهذه نوردها في المكان الثالث من الأهمية ، لأنه لا يستطاع في كثير من الأحيان ربطها بالحفريات ، فهي عبارة عن نتاج بشري ، تتأثر بهدف استخدامها وبنوع المادة التي تعالج منها وبشخص منتجها ،فهي لا يمكن اعتبارها – بأي حال – حفريات تخضع لتأثير الظاهرات الطبيعية ، كما أن قراءة القطع الأثرية لا يكون

دقيقاً في كثير من الأحيان، إذ أنها تخضع للحكم الفردي بدرجة أكبر من خضوع الحفريات .



شكل (٧)
بيئة اللوس في شمال سويسرا

مصادر البحث

Astm. 1954 : (American Society for testing materials), Standards, Vol. 1954, Method Astm, D-422-54-T.

Bader, Fr. : (1925) Beitraege zur Géologie des Nordoestlichen Tafeljura Zwischen Aare und Rhein, Diss, Zureich.

Barbour, G. B. : (1935). Recent observations on the Loess of North China. Geog. Journal, Vol. LXXXVI, No. I.

Berg, L. : (1932). Loess als Produkt der Verwitterung und Bodenbildung. Transact. II, Intern. Conf. Assoc. Quatern. 1, Leningrad.

Berger, F. : (1932). Zur Gliederung des Schlesischen Loesses, Centralbl. f. Min. Geol. Palaeon. Abt. B.

Bestow, G. : (1930). Erdfliessen und Strukturboeden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. G.F.F. 52.

Bordes, Fr., : (1954.) Les Limons Quaternaires du Bassin de la Seine. Arch. Inst. Pal. Humaine, Mém. 26, Paris.

Bordes, Fr., und Müller-Beck, Hj. : (1956). Zur Chronologie der Loess - sedimente in Nordfrankreich und Süddeutschland. Germania 34.

Bradtner, F. : (1950). Ueber die Relative Chronologie des Juengeren Pleistozaens Niederoestereichs. Arch. Aust. H. 5.

Brandtner, F. : (1954). Jungpleistozaener Loess und fossile Boeden in Niederoestereich. Eiszeitalter und Gegenwart, Oehringen/Wuertt.

Brandtner, F. : (1956). Loesstratigraphie und Palaeolitische Kulturabfolge in Niederoesterreich und in den Angrenzenden Gebieten. Eeiszeit. u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.

Breddin, H. : (1926). Loess, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst.. XLVI.

Breddin, H. : (1927). Loess, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, ein Beitraq zur Frage der Entstehung des Loesses. Geol. Rundschau 18.

Breddin, H. : Flussterrassen und Loes am Niederrhein, Zt. Dtsch. Geol. Ges., 83.

Brueckner, E. und Penck, A. : (1909). Die Alpen im Eiszeitalter, II. Bd. Leipzig.

Brunnacker, K. : (1956). Regionale Bodendifferenzierungen Waehrend der Wuermeiszeit. Eiszeit, und Gegenw. Oehringen/Wuertt.

Brunnacker, K. : (1957). Bemerkungungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Loesses. Eiszeit u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.

Bryan, K. : (1945). Glacial versus desert origin of loess. Amer. Journ. of Science, Vol. 243.

Buedel, J. : (1944). Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im Gletscherfreien Gebiet. Klimah. Geol. Rdsch. Bd. 34, H. 7/8

Buedel, J. : (1949). Die raumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. Die Naturwiss. 37, Berlin.

Buedel, J. : (1951). Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeit, u. Gegenw., Oehringen/Wuertt.

Buedel, J. : (1953). Die «Periglazial» — Morphologischen Wirkungen des Eliszeitklimas auf der Ganzen Erde. Erdkunde 4.

Buedel, J. : (1960). Die Gliederung der Wuermkaltzeit. Wuerzb. Geogr. Arbeiten, Wuerzburg.

Cailleux, A. : Sur quelques sables et grês de la région de Barcelone. Miscelanea Almera. I a Parte, Barcelone.

Dammer, B. : (1941). Ueber Flottsande in der Oestlichen Mark Brandenburg. Jb. Reichasant. f. Bodenforsch. 61, Berlin.

Deecke, W. : (1928). Flechterrasen im Loess. Z. Dtsh. 80.

Dewers, F. (1932). Flottsandgebiete in Norddeutschland, ein Beitrag zum Loessproblem. Abb. Nat. Verein, Bremen.

Doeglas, D.J. : (1946). Loess, an eolian product. J. Sedim. Petrol, 19.

Duecker, A. : (1937). Ueber Strukturboeden im Riesengebirge. Zeitschr, deutsch. Geolog. Ges 89.

Fauler, W. : (1936). Das Loess und Loesslehm des Schwarzwaldrandes Zwischen Achern und Offenburg. Neues Jahresb.

Fauler, W. : (1936). Der Loess und Loesslehm des Schwarzwaldrandes Zwisdren Achern und Offenburg. Neues Jahresb. f. Min. Geol. u. Palaeon, Bd. 75B. Stuttgart.

Fink, J. : (1954). Die Fossilen Boeden im Oesterreichischen Loess. Quartaer 6.

Fink, J : (1955). Beitraege zur Pleistozaenforschung in Oesterreich; Verh. Geol. Bundesant. Landerheft.

Fink, J. : (1956). Zur Korrelation der Terrassen und Loess in Oesterreich. Eiszeitalter u. Gegenwart. Oehringen/Wuertt.

Flohn, H. : (1953). Studien ueber die atmosphaerische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde 4.

Gouda, G.H. : (1962). Untersuchungen an Loessen der Nord-Schweiz .Diss. Zuerich.

Grahmann, R. : (1932). Ueber Herkunft und Entstehung des Loesses in Mitteleuropa. Bull. of the Inform. Ser. of the Assoc. for the Study of the Europe. Quat. H. 3/4, Leningrad.

Hobbs, W.A..: (1931). Loess, Pebble band, and boulders from glacial outwash of the Continental Glacier. J. of Geol. 39, Chicago.

Holzer, H. : (1952). Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Loesses, auf sedimentpetrographische Grundlage. Zeitschr. für Gletscherk. u. Glazialgeol. Bd. II. H. 1. Innsbruck.

Kay, G. F. : (1931). Classification and duration of the Pleistocene Period. Bull. Amer. 42.

Keilhack, K. : (1920). Das Raetsel der Loessbildung. Zeitschr. d. Deutsch. Geol, Ges, 72. Stuttgart.

Koelbl, L. : (1930). Studien ueber den Loess, Mitt. Geol. Ges. Wien 23.

Koelbl, L. : (1931). Ueber die Aufbereitung Fluviatiler und Aeolischer Sedimente. Tscherm. Min. Mitt. 41.

Lauterborn, R. : (1912). Ueber Staubbildung. aus Schotterbaenken im Flussbett des Rheins. Verh. Naturhist. Med. Verein, Heidelberg. N.F. 11.

Leighton, M.M. & Mac Clintock, P. : (1930). Weathered zones of the drift sheets of Illinois. J. Geol. 38.

Leighton, M.M. & Willmann. H.B. : (1950). Loess formations of the Mississippi Valley. J. Geol. 58.

Linstow, O., Von. : (1902). Ueber jungglaziale Feinsande des Flaemnig, J. 6. Preuss. 23.

Merzba cher, G. : (1913). Die Frage des Entstehung des Loesses. Peterm. Geog. Mitt. Gotha.

Mirtschink, G. : (1928). Ueber die physikalisch-geographischen Bedingungen der Ablagerungsepoche des Oberen Loesses im Gebiete des Europaeischen Teiles der U.D.S.S.R. Bull. Acad. Sci. U.R.S.S.

Muehlberg, F. : (1911). Der Boden des Aargaus. Mitt. Aarg. Ges.

Muenichsdorfer, F. : (1926). Der Loess als Bodenbildung, G.R. 17.

Obrutschew, W.A. : (1933). Das Loessproblem, Transact. II. Intern. Conf. Assoc. Study Quatern. Period 2, Leningrad-Moskau.

Poser, H. : (1948). Aeolische Ablagerungen und Klima des Spaetglazials in Mittel-und Westeuropa. Naturwiss. H. 9.

Poser, H. : (1951). Die Noerdliche Loessgrenze in Mitteleuropa und das Spaetglaziale Klima. Eiszeit. u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.

Prosek, F. und Lozek, V. : (1957). Stratigraphische Uebersicht des Tscheckoslowakischen Quartaers. Eiszeit. u. Gegenw.

Scheidig. A. : (1934). Der Loess und Seine Geotechnischen Eigenschaften. Dresden u. Leipzig.

Schoenhals, E. : (1950). Ueber Einige Wichtige Loessprofile und Begrabene Boeden im Rheingau. Notizbl. hess L.A. f. Bodenforsch. VI Folge, H. 1.

Schoenhals, E. : (1951). Ueber fossile Boeden im Nichtvereisten Gebiet. Eiszeitalter u. Gegenw. Ochringen/Wuertt.

Schoenhals, E. : (1952). Gesetzmaessige Beziehungen Zwischen Koernung und Kalkgehalt des Loesses. Geol. J6. 66.

Schoenhals, E. : (1953). Gesetzmaessigkeiten im Feinanbau der Talrandloessen mit Bemerkungen ueber der Entstehung des Loesses. Eiszeit. u. Gegenw.

Schmidle. W. : (1908). Ueber Aeolische Bildungen Waehrend des Rueckzuges der Letzten Vergletscherung. Verein f. Gesch. d. Bodensees, H. XXXVII.

Shimek, B. : (1904). Loess Papers. Bull. Labor. Nat. Hist. State Univ. Iowa 5.

Smith, G. : (1942). Illinois Loess. Univ. Illinois. Agr. Exp. Stat. Bull., 490.

Soergel, W. : (1919) Loesse, Eiszeiten und Palaeolitische Kulturen. Jena.

Stoller, J. : (1911). Beitraege zur Kenntniss der diluvialen Flora. J6. Preuss. 32, I.

Suter, H. : (1939). Geologie von Zuerich Einschliesslich Seines Exkursionsgebietes. Zuerich.

Thiesmeyer, L. R. & Wigmann. R. E. : (1942). Wind work accompanying and following glaciation. Journ. of Geol., Chicago.

Von zur Muehlen, L. : (1928). Diluvialstudien am Mittelschlesischen Gebirgsrande. J6. d. Preuss. Geol. L.A., Bd. 49, Teil, 1, Berlin.

Weinberger, A.L. : (1954). Die Periglazialerscheinungen im Oesterreichischen Teil des Eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. Goettinger Geog. A6 h. H. 15, Goettingen.

Weissermel, W. : (1930). Zur Stratigraphie, Tektonik des Oestlichen Teiles der subherzynen Mulde und ihrer Nordoestlichen Nachbargebiete. Pr. Geol. Landesanst, N.F. 125.

Woldstedt, P. : (1939). Vergleichende Untersuchungen an Islaendischen Gletschern. J6. d. Preuss. Geol. Landesanst. 69. Berlin.

Woldstedt, P. : (1956). Ueber die Gliederung der Wuermeiszeit und die Stellung der Loesse in ihr. Eiszeit. u. Gegenw.

Woldstedt, P. (1960). Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und in Europa. Eiszeit, u. Gegenw.

البحث الثالث عشر

طرق بحث بتر وجرافية للدراسة الجيومورفولوجية

تتخذ الأبحاث الجيومورفولوجية لإقليم ما ثلاثة اتجاهات متميزة :

الإتجاه الأول : نحو دراسة طبوغرافية للأقليم . . نحو دراسة للأشكال الأرضية ذاتها ، ومن ثم تستخدم طرق بحث مورفولوجية بحتة .

الإتجاه الثاني : يهتم بالدراسة الجيولوجية الاستراتيجرافـية والباليونتولوجية ، ودراسة الحفريات الحيوانية والنباتية(حبوب اللقاح).

الإتجاه الثالث : يختص بفحص المواد (غير العضوية) المكونة أو البانية للأشكال الأرضية ، ومن ثم تستخدم طرق بحث بتروجرافية .

ونحن لا نعطي واحداً من اتجاهات البحث هذه ميزة معينة ، بل لا ينبغي تغليب أهمية أحدها على الآخر ، إذ أن ما تهدف إلـيه الدراسة هو الوصول إلى نتائج مفيدة عن طريق اتجاه أو آخر من تلك الإتجاهات الثلاثة .

وسنعرض في هذا المقال أهم طرق البحث المستخدمة في الإتجاه الثالث . وطرق البحث البتروجرافية كثيرة متنوعة ، ويمكن تقسيم ما يختص منها بدراسة الرواسب إلى أربع مجموعات رئيسية هي :

١ — طرق بحث جرانيولوميترية ، وتختص بتحليل وتوزيع أحجام الحبيبات (تحليل ميكانيكي) .

٢ — طرق بحث صخرية نوعية ، ومعدنية ، وكيميائية .

٣ — طرق بحث مورفوميترية ، وتختص بدراسة شكل الحبيبات ، ودرجة تجويتها .

٤ — طرق بحث لتعيين موضع وتوجيه مكونات الراسب في بيئة التراكم .

ولقد أخترنا من بين هذه الطرق أفضلها وأنسبها ، مراعين في الأختيار أن تتوفر فيها سهولة الأستعمال ، وأن تتميز بإقتصاد قدر طيب من الجهد والوقت . فضلا عن إمكانية تطبيقها في محيطنا المحلي .

١ — طرق بحث جرانيولوميترية :

الهدف هنا من تحليل الراسب هو توزيع أحجام حبيباته وتصنيفها إلى مجموعات حجم. ويتوقف اختيار الطريقة التي تُستخدم لهذا الغرض على طبيعته . فالراسب ذو المكونات الخشنة الكبيرة الحبيبات كالحصى والرمل يمكن تحليل عيناته ميكانيكيا بطريقتي النخل الجاف والنخل باستخدام الماء . أما الرواسب الدقيقة الحبيبات كالرمال الناعمة ، والطفال ، واللوس ، والسيلت (الغرين) ، والصلصال ... فيجب فحصها وتحليلها بطرق أخرى—منهاالنخل بالماء—سيرد ذكرها في ما بعد .

النخل الجاف :

يستخدم لذلك مجموعة من مناخل معدنية ذات فتحات متباينة الأقطار ، وفرن كهربائي لتجفيف عينة الراسب ، وجهاز كهربائي هزاز (يستعاض عنه بالهز اليدوي إذا لم يتيسر وجوده) .

والطريقة الشائعة الإستعمال لتحليل الراسب الخشن المكونات أن نضع عينة منه في فرن التجفيف ، ونتركها فيه فترة كافية حتى تجف تماماً . ونزن من العينة الجافة مقداراً يبلغ ١٠٠ جرام ، نضعه فوق مجموعة مناخل ذات فتحات متباينة الأحجام ، يتم تركيبها فوق بعضها ، بحيث يكون المنخل الأوسع فتحات إلى أعلى ، والأدق فتحات إلى أسفل . ويتم تركيب مجموعة المناخل في إناء يتلقى فضلات النخل ، ثم نضع المجموعة كلها في الجهاز الهزاز لمدة ساعة كاملة عند تحليل كل عينة ،ليتسنى للحبيبات أن تنفذ في كل منخل من خلال الفتحات المناسبة ، ولكي تتماثل المعاملة مع كل عينة . وفي النهاية نزن القدر المتبقى في كل منخل ، ونستخرج النسبة المئوية لكل قدر بالنسبة لجملة وزن العينة . ويمكن التأكد من صحة النتائج بمقارنة مجموع المتبقى في كل المناخل بالإضافة إلى فضلات النخل بمجموع وزن العينة التي استخدمت أصلا للتحليل . وينبغي منذ البداية مراعاة استخدام مناخل ذات فتحات معينة يتم اختيارها بحيث تتلاءم مع طبيعة الراسب ، إذ يجب — ماأمكن — أن لا تزيد النسب المئوية لأكبر الحبيبات وأدقها على ٢ ٪ بالنسبة لجملة وزن العينة ، وذلك لأن طرفي العينة (من حيث توزيع حجم الحبيبات) لهما أهميتهما الخاصة في الإهتداء الى العامل الذي بواسطته تم تراكم الراسب

النخل بالماء :

وتستخدم طريقة النخل بالماء للحصول على نتائج أكثر دقة . ولو أنها تستغرق من الوقت فترات أطول . وهي لا تختلف عن الطريقة السابقة سوى استخدام الماء العذب لفصل الحبيبات عن بعضها ، وغسلها غسلا جيداً ، وذلك بتسليط ، «دوش » من ماء الصنبور على مكونات العينة الموضوعة في المنخل العلوي ، ويمكن استخدام الجهاز الهزاز — إن وجد — أثناء إجراء التحليل. وتجفف بقايا العينة في كل منخل ، وتوزن ، وتستخرج النسب المئوية على نحو ما سبق شرحه .

ولطريقة النخل بالماءمزاياها التي تتلخص في سهولة الإستعمال ،وأنها أكثر صلاحية من غيرها للمقارنة نظراً لأن معظم التحاليلات الخاصة بتوزيع أحجام مكونات الرواسب الرملية كانت تجري وما تزال بهذه الطريقة . ولها أيضاً مثالبها : إذ أن فتحات المناخل معرضة للتغير بكثرة الإستعمال فضلا عن أن أشكال حبيبات الراسب لها تأثير ضاربالنتائج كما وأن كثافة المكونات لا تؤخذ في الأعتبار .

ويمكن تحليل المكونات الأدق من الرواسب (رمل ناعم ، طفل ، لوس ،سيات ، صلصال) بواسطة طرق أخرى ، بعضها أسرع بكثير حتى من طريقة النخل الجاف ، كما أنها توازيها في الدقة .

طريقة ايمري (Emri 1938) :

ومن بين تلك الطرق الطريقة التي تستخدم إناء الترسيب المشهور باسم إناء إميري ، وأساسها السرعة النهائية لتساقط حبيبات الرواسب في الماء . ولهذه الطريقة مزاياها : فهي سهلة الإستعمال ، وتوفر قدرا طيبا من زمن التحليل . وهي أكثر من غيرها شبها بما يحدث في عمليا

الإرساب الطبيعي ، كما أنها تتميز بتوالي الإرساب ، إذ ينعدم وجود حدود فاصلة حادة بين مجموعات الحجم كالتي تعينها وتحددها أحجام فتحات المناخل ، وفضلا عن ذلك فهي تعطي معلومات عن الشكل والحجم والكثافة . وعيبها أن مكونات العينة تميل إلى التساقط في مجموعات أو وحدات ، مما قد يسمح بتسجيل سرعات ترسيب خاطئة .

طريقة الهيدروميتر (Astm 1954) :

وهي طريقة معروفة ، سبق لنا استخدامها في الدراسة بسويسرا. وسنعرض خطوات التحليل التي قد تيسر لنا تبسيطها عما يراه بعض الباحثين ، وأن كانت تحمل بعض الأخطاء الضئيلة التي يمكن التغاضى عنها ، نظراً لأنها لا تؤثر تأثيرا يذكر في قيم النتائج . وقد تبين من إجراء العديد من التحليلات باتباع تلك الخطوات المبسطة أن نتائجها صالحة للمقارنة ، وأنها توفر الوقت في حدود معقولة .

خطوات التحليل :

تستخدم للتحليل عينة جافة وزنها ٧٠ جراماً . تستبعد المكونات الخشنة عن طريق النخل الجاف بواسطة منخل قطر فتحاته ٢ ملم . يتم تعيين مكونات الراسب ٢ — ١ ملم ، ١ — ٠,٥ ملم ، ٠,٥ — ٠,٢ ملم ، ٠,٢ — ٠,١ ملم بواسطة النخل بالمـــاء . تجفف بقايا المكونات في كل منخل وتوزن ، وتحسب نسبها المئوية بالنسبة لجملة العينة . تترك بقايا العينة ذات الحبيبات أقل من ٠,١ ملم مدة يوم أو بعض يوم ليتم إرسابها . يستبعد الماء الصافي ، وتجفف بقايا العينة في فرن التجفيف بتأثير درجة حرارة ١١٠ درجة مئوية .

إذا كان الراسب يحتوي على قدر كبير من المواد العضوية فينبغي استبعاده (من بقايا الراسب أقل من ١,٠ ملم) عن طريق معاملة الراسب ببعض المحلولات كمحلول كلوريد الكالسيوم . أما إذا كانت كمية المواد العضوية ضئيلة ، فيمكن إهمالها ، نظراً لأن المعاملة بالمحلولات مملة ، ويضيع معها وقت طويل ، وهي لا تؤدي حينئذ إلى نتائج أفضل .

وللتحليل الهيدروميتري يوزن مقدار ٥٠ جرام (حبيبات أقل من ١,٠ ملم) سبق تجفيفه ومعاملته بمحلول كلوريد الكالسيوم،ويوضع في زجاجة خاصة (تسمى زجاجة إرلينميير Erlenmeyer سعتها ٧٥٠ مليلتر . ويضاف إليه ٥٠٠ مليلتر ماء مقطر .و٢ جرام من مادة الكالجون Calgon التي تساعد على فصل وتشتيت الحبيبات عن بعضها ، ثم توضع الزجاجة في الجهاز الهزاز لمدة عشر ساعات تقريباً . ويمكن إنقاص فترة الهز إلى النصف أو أقل إذا كانت العينة لا تحتوي إلا على قدر صغير من ذرات الصلصال .

وللتحليل تستخدم مخابير مدرجة سعة كل منها ١٠٠٠ مليلتر . تفرغ العينات بحرص وعناية في المخابير التي تملأ بماء مقطر إلى ارتفاع ١٠٠٠ مليلتر . وتوضع المخابير بجوار بعضها في حوض مائي زجاجي،فيه تبقى حرارة الماء عند درجة ٢٠ مئوية، وذلك بواسطة جهاز منظم للحرارة ، وتجهز قائمة يوضح فيها زمن بداية الترسيب ، وأوقات القراءات ، وقيمها ، وقيم تصحيحها .

وينبغي تقليب العينة في كل مخبار تقليبا جيداً بواسطة عصا زجاجية حتى تظل الحبيبات عالقة في الماء بصورة متناسقة ، ثم يوضع هيدروميتر بيوكوس Bouyoucos Hydrometer ، وتجري القراءات بعد

دقيقة من وضعه ، ثم بعد دقيقتين ، وبعد خمس دقائق . . . ويجب التأكد دائماً من وجود الهيدروميتر بعيداً عن جدران المخبار ، حتى لا يعرقل الإحتكاك بالجدران حرية حركة الهيدروميتر .

وتبقى الهيدروميترات في المخابير أثناء الساعة الأولى ، ثم تلتقط وتستبعد منها بعناية وحرص دون إحداث أي إضطراب في الماء المحتوي على العينة ، وتوضع مرة ثانية قبل القراءة التالية بفترة وجيزة ، وذلك لتفادي ترسيب المواد الدقيقة على أجسام الهيدروميترات ، الذي لو حدث فإنه يضغط عليها فتغوص أكثر من اللازم ، ويؤدي ذلك إلى نتائج غير دقيقة .

ويمكن إجراء تحليلات لست عينات باستخدام ستة هيدروميترات في نفس الوقت تقريباً ، مع ملاحظة وجود فرق زمني في القراءة بين كل هيدروميتر وآخر مقداره ثلاث أو ست دقائق . وتسجل القراءت في قائمة يتم إعدادها قبل إجراء التحليل الهيدروميتري . ويستغرق التحليل الهيدرومتري كله مدة يومين أو ثلاثة (في حالة وجود الذرات الصلصالية بكثرة) .

نتائج التحليلات الجرانيولوميترية وطرق عرضها :

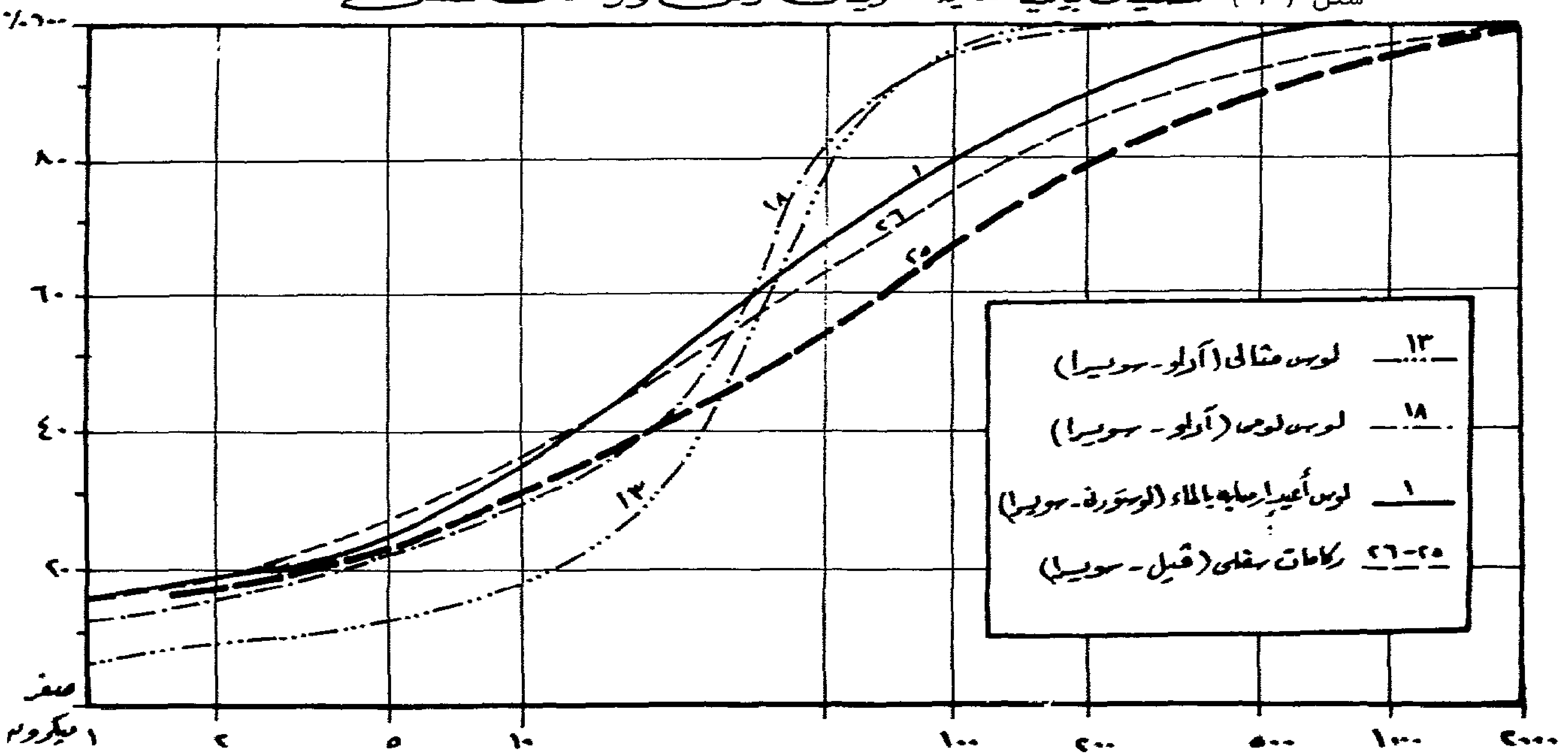
تحوي المراجع عديداً من القوائم التي يستخدمها الباحثون لعرض نتائج التحليلات الميكانيكية ، ومعظمها معقد . ونقترح قائمة مبسطة لتوزيع أحجام الحبيبات نوردها في الآتي :

طريقة التحليل		الحجم السائد للحبيبات بالمليمتر		نوع الراسب
القياس بالقدمة		أكثر من ٥٠		كتل صخرية
		٥٠ — ٢		حصى
النخل الجاف أو النخل بالماء		٢ — ١	أ	رمل خشن (ثلاث درجات)
		١ — ٥و٠	ب	
	(رمل هوائى)	٥و٠ — ٢و٠	حـ	
		٢و٠ — ١و٠	أ	رمل ناعم (ثلاث درجات)
		١و٠ — ٠٥و٠	ب	
التحليل الهيدرومترى	(حبيبات القفز بفعل الصقيع) لوس	٠٥و٠ — ٠٢و٠	حـ	
		٠٢و٠ — ٠١و٠	أ	سيلت (ثلاث درجات)
		٠١و٠ — ٠٠٥و٠	ب	
		٠٠٥و٠ — ٠٠٢و٠	حـ	
		اقل من ٠٠٢و٠		صلصال

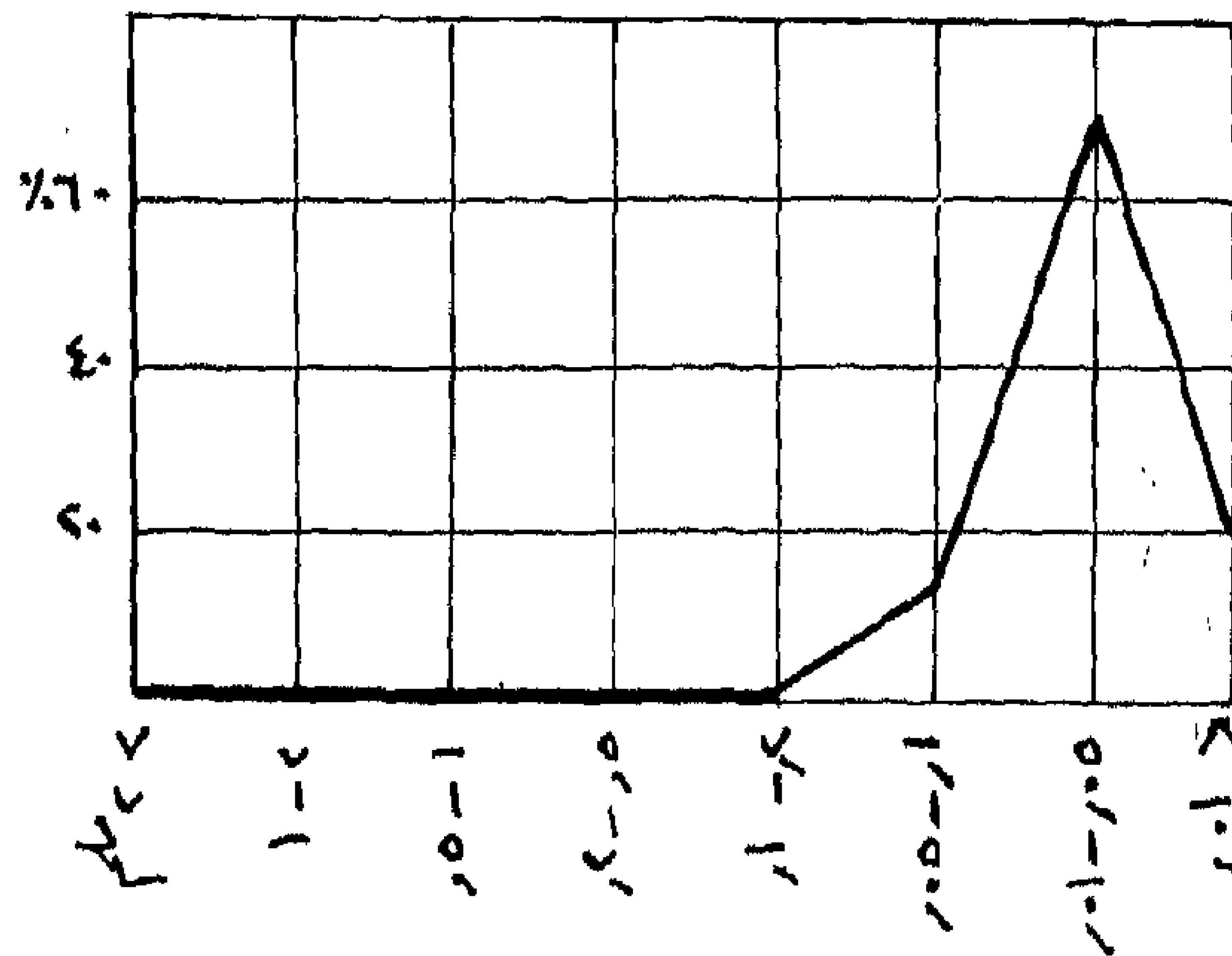
ويعبر عن نتائج التحليلات الميكانيكية نسب مئوية بالوزن ، ولكي يمكن الإلمام بتوزيع أحجام الحبيبات ورؤيتها بسهولة ويسر، تعرض في منحنيات بيانية .

وقد عرضنا نتائج التحليلات الميكانيكية لرواسب الزمن الرابع في القسم الشمالي من سويسرا في منحنيات إجمالية على ورق تقسيم لوغرتمي . ووضحنا على الخط الرأس النسب المئوية بالوزن ، وعلى الخط الأفقي اللوغرتمي أحجام الحبيبات . ومن ثم أمكننا استقراء قيم أي حبيبات مطلوبة من المنحنيات الإجمالية في محاولات لتشخيص طبيعة الراسب ، وإمكان تصنيفه ووضعه في أي من درجات أنواع الرواسب الموضحة بالجدول السابق . ومن كل منحني إجمالي استخرجنا ثماني قراءات رئيسية (من الممكن زيادتها حسب الحاجة) للأحجام الآتية : ٠٠٢,٠ملم ، ٠١,٠ ملم ، ٠٥,٠ ملم ، ١,٠ ملم ، ٢,٠ ملم ، ٥,٠ ملم ، ١,٠ملم ، ٢,٠ ملم وعرضناها في منحنيات بيانية (أنظر الأشكال من ١ إلى ١٠ ، وأنظر أيضاً جودة ١٩٦٢ ص١٧٦ ، ١٨٢). وقد اقتصر استخدامنا للمنحنيات البيانية على العينات السطحية التي جمعناها من مساحات واسعة لتحديد مجال توزيع الراسب ، وعلى العينات الذي أخذناها من قطاعات ضحلة قليلة السمك . أما بالنسبة للعينات العديدة التي تؤخذ من قطاعات عميقة سميكة غنية بتنوع تكويناتها ، فيمكن تجميع وعرض كل النتائج الخاصة بتحليل مختلف العينات على ورق بياني مليمتري . ويحوي الشكل البياني حينئذ أرقام العينات على حافته اليسرى ، ويرسم إلى يمينها القطاع نفسه ، يليه توضيح العمق والسمك بالسنتيمتر ، ووصف لطبيعة التكوينات الخاصة بكل طبقة في القطاع ، ويعقب ذلك — تجاه اليمين — رسم منحنيات التجميع لتوزيع أحجام الحبيبات ، ثم النسب المئوية للمحتوى الجيري والدولوميت ، ولما تحويه العينات من المواد العضوية . وتوضح الحفريات —

شكل (١) منحنيات بيانية مثالية لتكوينات لوس وركامات سفلى

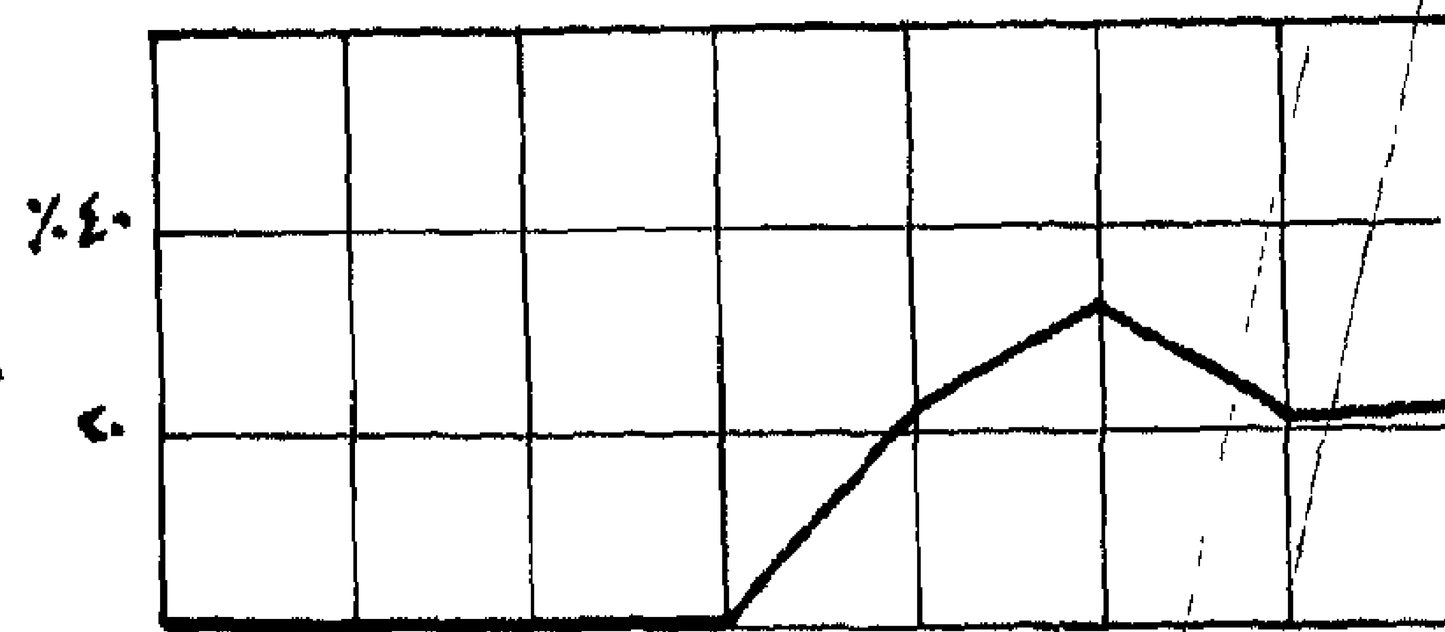


لوس (بازل - سويسرا)



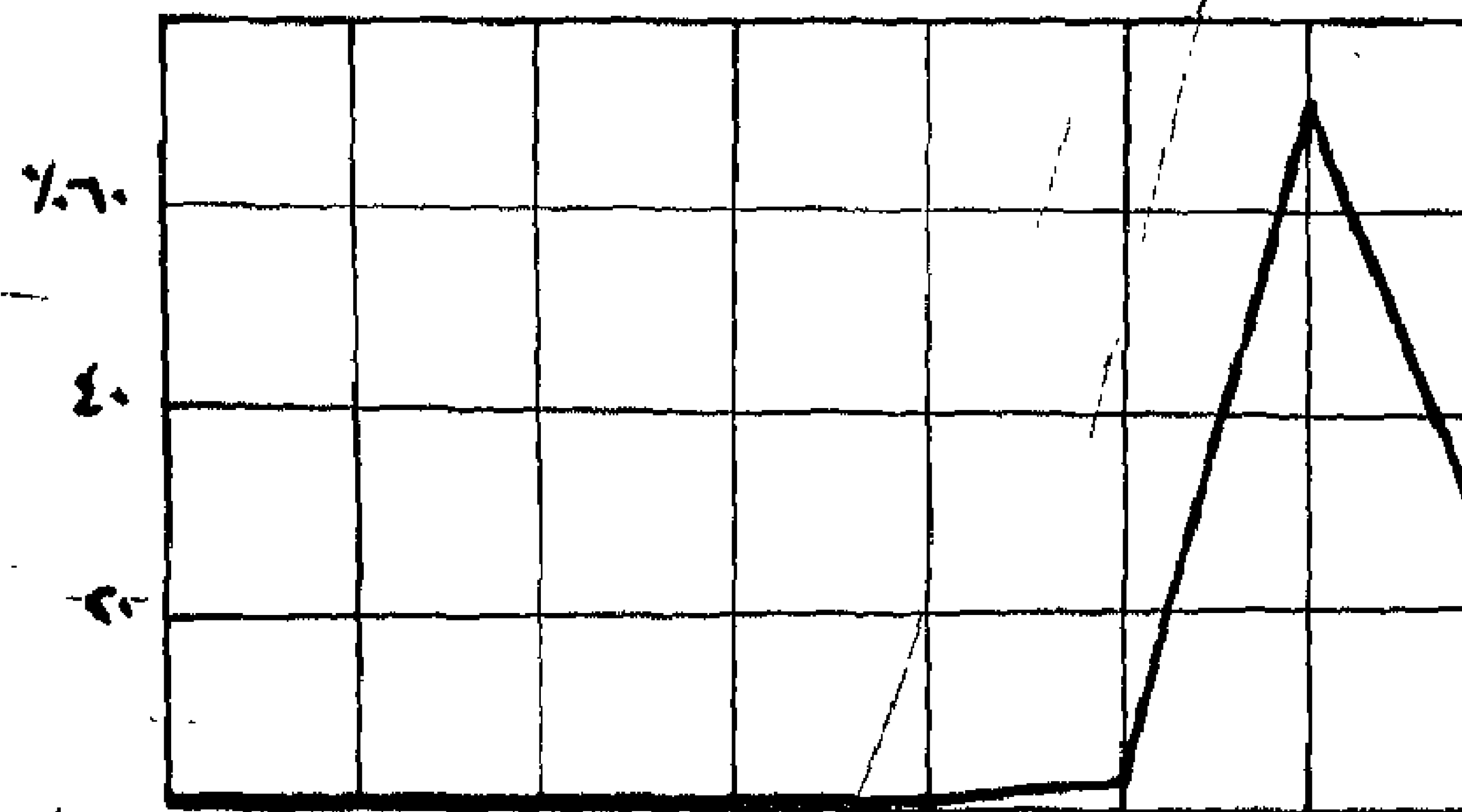
شكل (٢)

لوس خشن (بايرن - المانيا)



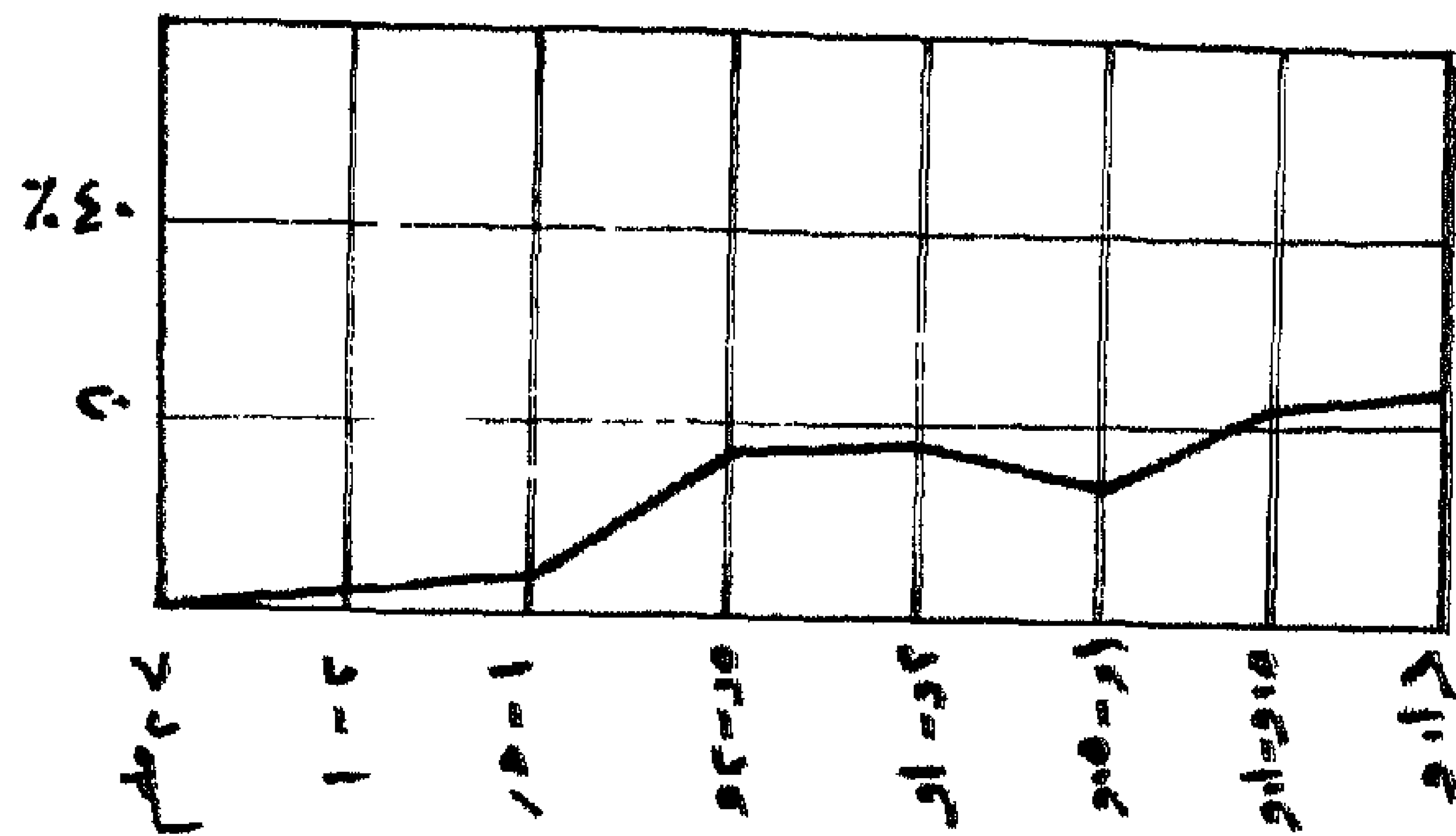
شكل (٣)

لوس (الصين)



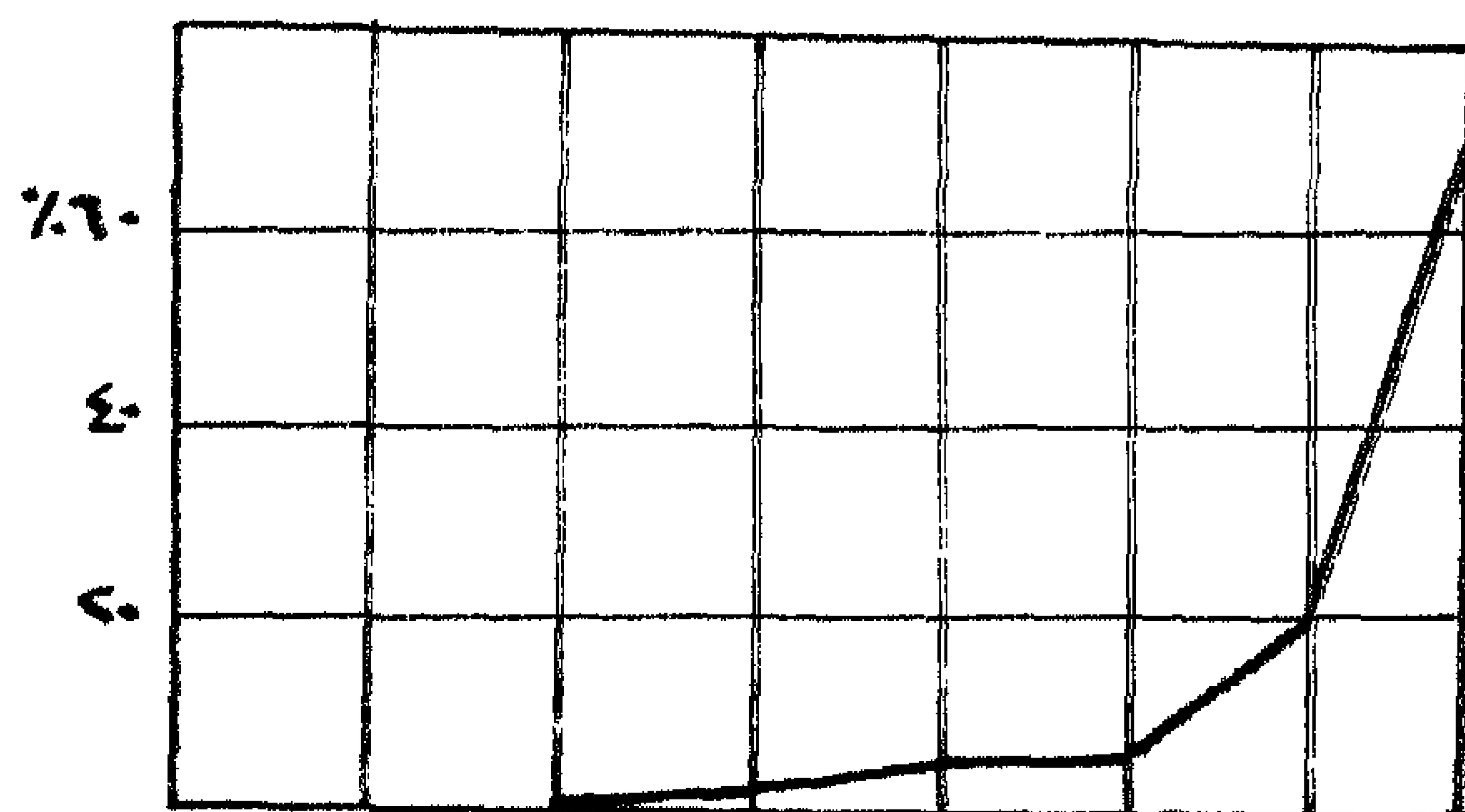
شكل (٤)

صلصال جلاميدي (ركام سفلي - سويسرا)



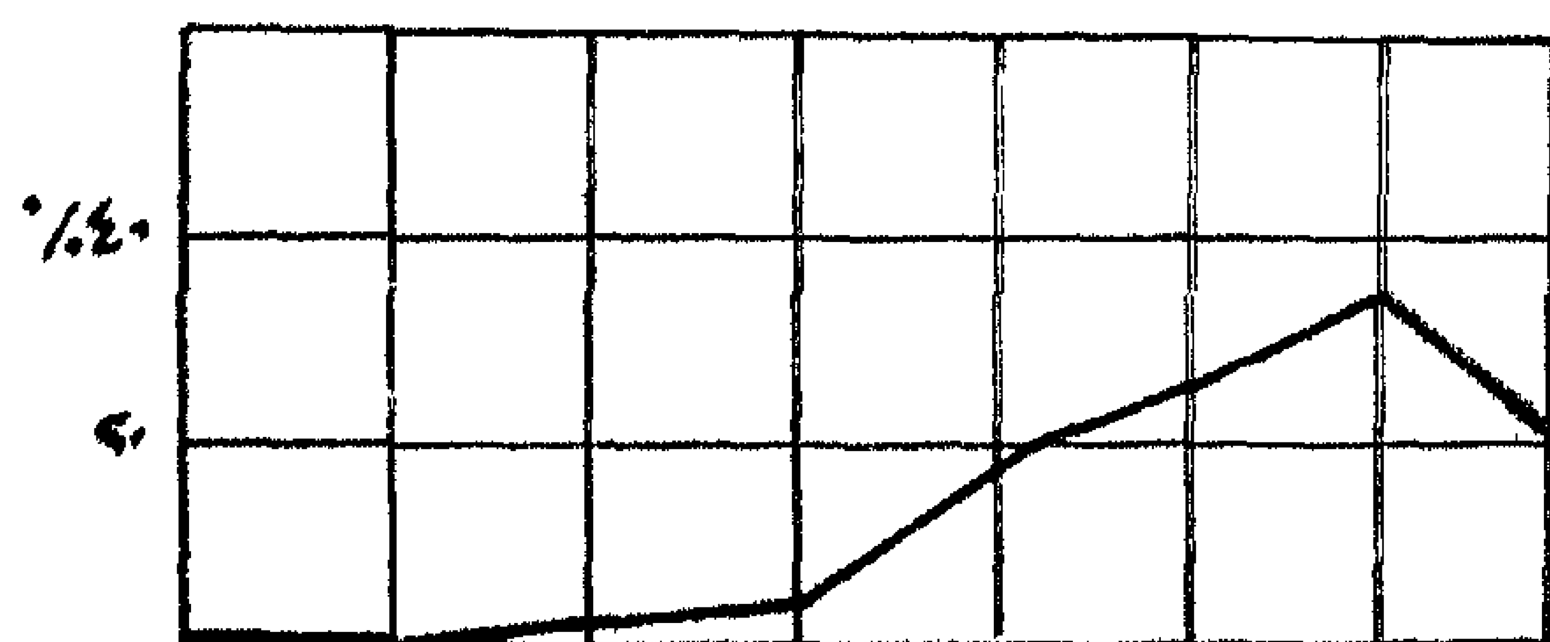
شكل (٥)

رقائق صلصالية (ساكسن - ألمانيا)

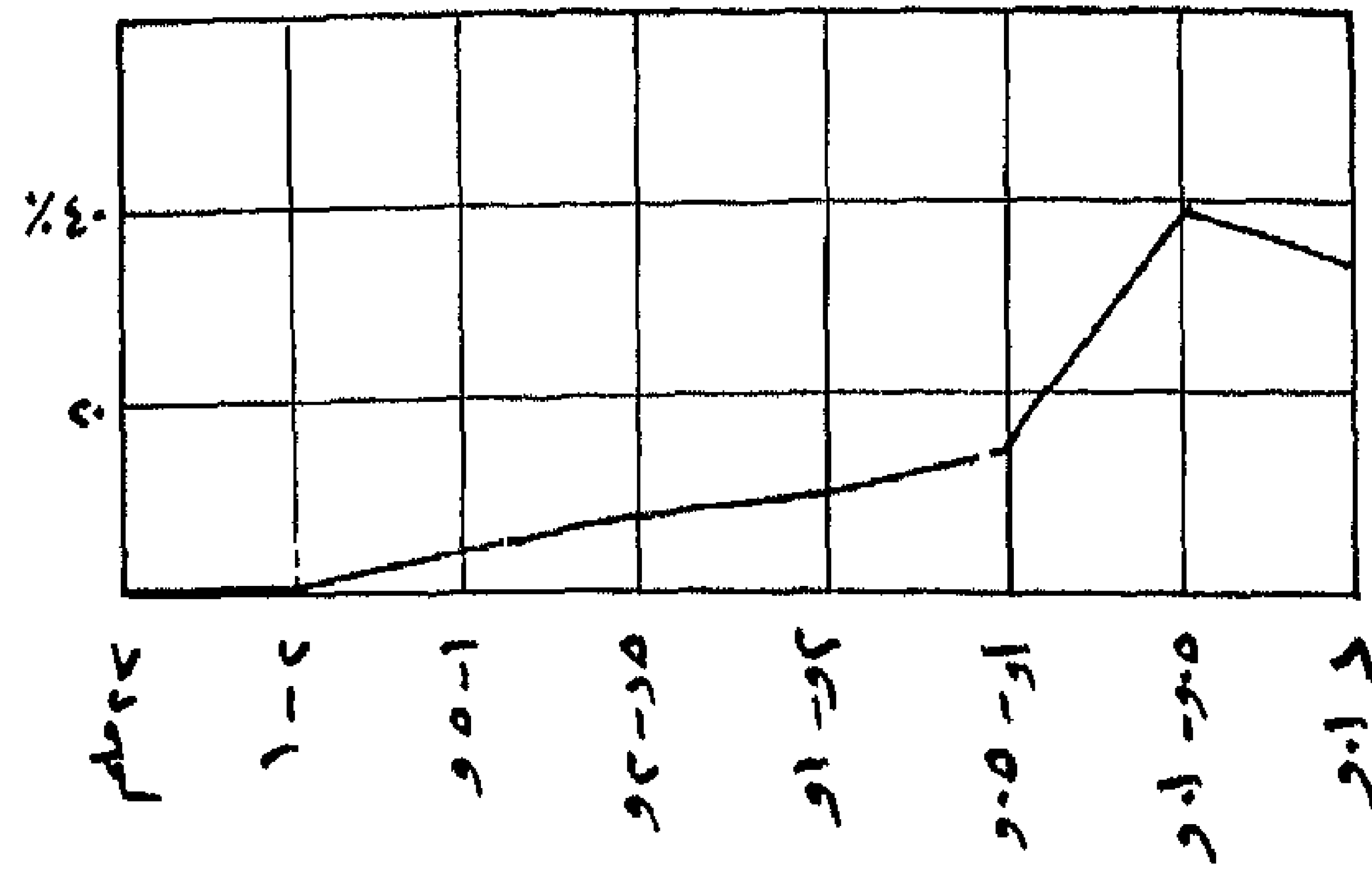


شكل (٦)

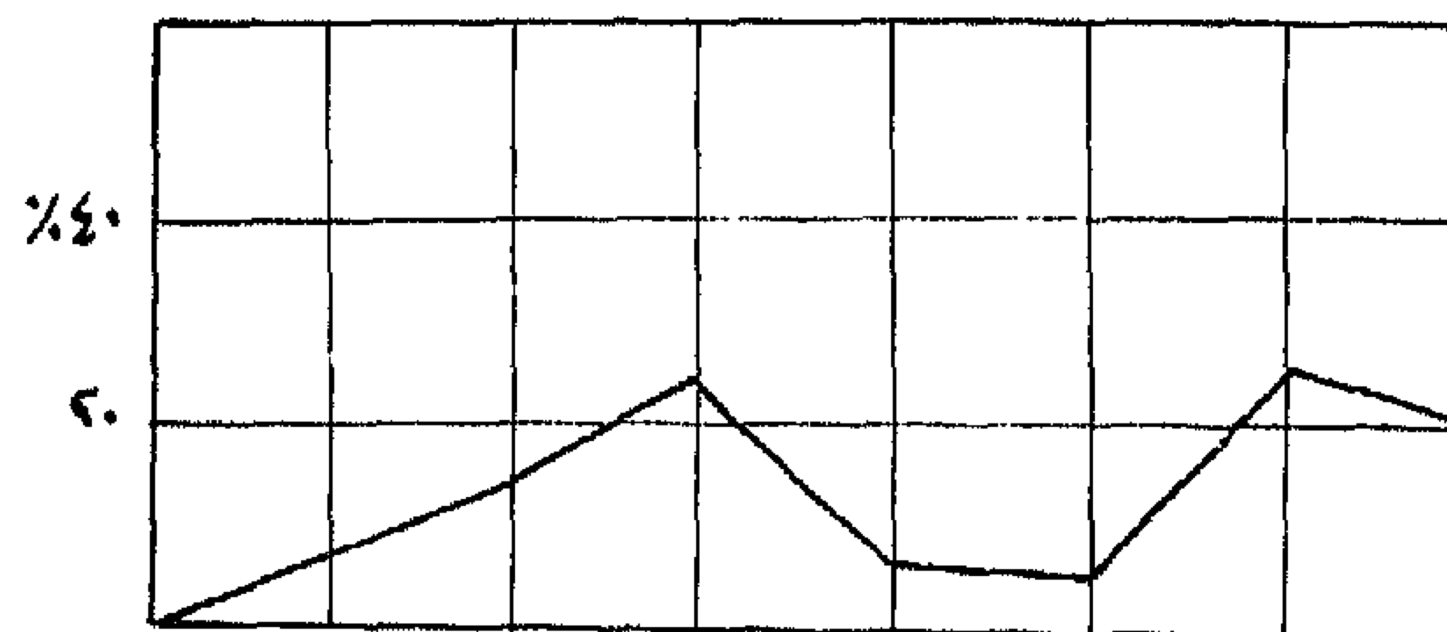
سيلت طباقي (ليبزج - ألمانيا)



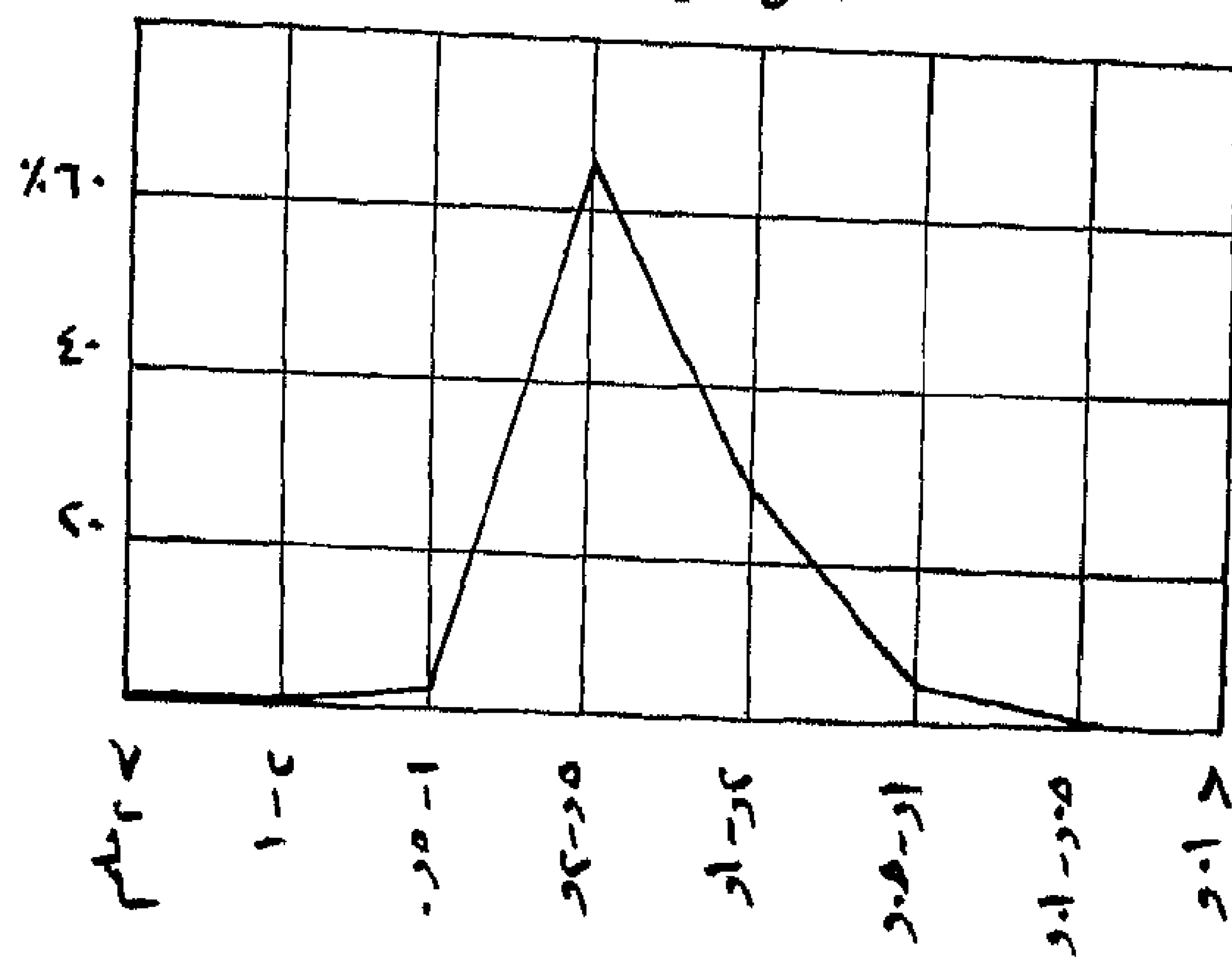
شكل (٧)



شكل (٨)



شكل (٩)



شكل (١٠)

أنواعها وأعدادها — على الحافة اليمنى للشكل البياني . (أنظر جودة ١٩٦٢ ، أشكال ٩ ، ١٢ ، ١٦ ، ٢٣) .

ومثل هذا العرض لنتائج التحليلات له ميزته التي تتمثل في إمكانية استقراء كل نتائج الدراسة لقطاع عميق يبلغ سمكه عشرات من الأمتار في يسر ووضوح ، وفي سهولة إجراء المقارنة بين مختلف صفات القطاع ، وفي توضيح التغير الذي طرأ على التراكم تبعاً لطبيعة العامل المرسب أو بسبب تغير حدث للبيئة الطبيعية في منطقة القطاع .

وتلعب التحليلات الميكانيكية وتوزيع الحبيبات دوراً هاماً في تقييم نوع الراسب وطبيعته ، وفي التعرف على العامل المرسب وعلى الظروف الجغرافية التي كانت سائدة أثناء الإرساب . وعن طريق توزيع الحبيبات يمكن التفريق بسهولة — على سبيل المثال — بين الراسب الهوائي والراسب المائي ، فلكل منهما نمطه الخاص من الحبيبات : فالرمل الهوائي تشخصه قمة تمثل نسبة كبيرة من الحبيبات بين ٥,٠—٢,٠ ملم ، وتبرز طبيعة اللوس الهوائي نسبة عالية من الحبيبات بين ٠,٠٥ — ٠,٠١ ملم . وفضلا عن ذلك يمكن إبراز ما طرأ على الراسب الأصلي من تغير وتحول بسبب اختلاف وتغير الظروف المناخية ، فالراسب الهوائي قد ينقل ويعاد إرسابه بواسطة الماء ، أو قد تختلط بالراسب الأصلي مواد غريبة جلبت إليه عن طريق عمليات تحرك المواد كعمليات الإنسياب الأرضي ، وهذه لها دلالاتها المناخية ، أو قد تتغير طبيعة الراسب محلياً عن طريق التجوية التي يتغير نمطها وتأثيرها بتغير الظروف المناخية. وقد يرجع التغير في طبيعة الإرساب إلى العامل المرسب نفسه : فسرعة المياه الجارية تختلف من فصل إلى آخر ، وتتباين بالذبذبات في مستوى القاعدة ، وسرعة الرياح وقدرتها على الحمل تتباين تبايناً كبيراً ، ورواسب الجليد المتقدم تختلف عن رواسب الجليد المتراجع ،

ورواسب الذوبان الشتوي للجليد غير رواسب الذوبان الصيفـي . وتتغير طبيعة الراسب أيضاً بحسب موقعه قريباً من نهر أو بعيداً في بيئة طبيعية مفتوحة . فالراسب الهوائي يختلط بمكونات الراسب المائي قريباً من الأودية النهرية ، ويمتزج بالراسب البحري قريباً من شواطىء البحار ، ويصبح أصيلا مثالياً بعيداً عن هذه وتلك في بيئة مكشوفة .

وقد استخدم توزيع الحبيبات وما يزال يستخدم للتفريق بـين التكوينات الهوائية والرواسب المائية . مثال ذلك تلك الدراسة المستفيضة التي قام بها L. Koelble (١٩٣٠ ، ١٩٣١) في حوض فينا بالنمسا. فقد عين توزيع أحجام الحبيبات للرواسب الرملية الدقيقة حسب طريقة الترسيب لأتربيرج Atterberg ، وتوصل إلى التقسيمات الآتية :

« ا » حبيبات أصغر من ٠٢, ملم (صلصال + طفال)

« ب » حبيبات بين ٠٢, — ٠٥, ملم (رمل ناعم)

« ج » حبيبات بين ٠٥, — ٢, ملم (رمل متوسط)

« د » حبيبات أكبر من ٢, ملم (رمل خشن)

وحسب ما يرى Koelble يكون الراسب هوائياً إذا كانت مكوناته م + ب أكثر من ٥٠٪ . ويكون الراسب مائياً إذا كانت رتب مكوناته ب + ح + د أكثر من ٥٠ ٪ .

وبهذه الطريقة استطاع ذلك الباحث حصر وتصنيف الأراضي في منطقة بحثه على أساس أصل النشأة والعامل المرسب وطبيعته واتجاهه،

وقد إستخدم W. Fauler (١٩٣٦) طريقة أسهل وأبسط تعتمد على توزيع أحجام الحبيبات أيضاً ، وأمكنه بواسطتها التفريق

بين الرواسب الهوائية والرواسب المائية النهرية في منطقة بحثه علـى هوامش الغابة السوداء بين بلدتي آخرن Achern وأوفينبورج ، Offenburg . وقد وجد أن الرواسب التي تتركب من مكونات تسودها حبيبات أكبر من ٠٣,٠ ملم قد عانت عملية نقل مائي لمسافة طويلة . أما الرواسب التي تتكون من نسبة كبيرة من حبيبات تقل أحجامها عن ٠٦٧,٠ ملم فقد نقلت وأرسبت بواسطة الرياح . واستطاع بهذه الوسيلة أن يتتبع مصدر الرواسب الهوائية من منطقة السهل الفيضي لنهر الراين.

وقد وجدنا في هذه الطريقة سبيلا معقولا للتمييز بين الرواسب الهوائية في مناطق هوامش الجليد البلايوستوسيني ، وبين رواسب الركامات السفلى ، والرواسب النهرية ، وتكوينات اللوم (الطفال) في أصقاع فسيحة من شمالي سويسرا ، وأفادت — مع غيرها من الشواهد — في الوصول إلى رسم حدود مناسبة لمجالات انتشـار تكوينات اللوس ، واللوس اللومي ، واللوم اللوسي ، واللوم ، والتعرف على مصادرها الأصلية في مناطق توزيع الركامات السفلى ، وحصى ورمال المدرجات النهرية ، ومن ثم الإستدلال على اتجـاه الرياح التي قامت بنقل الحبيبات الدقيقة وأعادت ارسابها . وقـد استخدم Fauler طريقة الترسيب لأتربيرج Atterberg ، واستخدمنا كما سبقت الإشارة طريقة الهيدروميتر لتحليل الرواسب

وكمثال لطبيعة النتائج نورد فيما يأتي قيم التحليلات لبعض قطاعات اللوس في شمال سويسرا (جودة ١٩٦٢ ص ١٩٩)

المكان	عددالعينات	الحبيبات أقل من ۰٫۰٦۷ ملم	الحبيبات أكبر من ۰٫۰۳ ملم
Faesenacher	۱۳	٧٨٪	٥٠٪
Geissenloo	۲۲	٨٥٪	٤٨٪
Heuseil	۱٦	٨٩٪	٤٦٪
Oberholz	۲۰	٨٧٪	٥٠٪
Bonningen	٦	٨٠٪	٤٧٪
Klingnau	۳	٧٥٪	٥٨٪
Allschwil	٤٣	٩٦٪	٢٢٪

٢ ــ طرق بحث صخرية نوعية ، ومعدنية ، وكيميائية :

(أ) البتروجرافيا النوعية للحطام الصخري :

وهذه تتقدم كل الأبحاث البتروجرافية للرواسب ، وهي تتناول دراسة الصخور المميزة ، والصخور المرشدة (الضالة) . فبواسطة تمييز الصخور الغريبة في مكانها ، يمكن التعرف على مواطنها الأصلية ، واستنتاج العامل الذي نقلها وأرسبها ، واتجاه وخط سير عمليات النقل . فالحطام الصخري الذي خلفته الغطاءات الجليدية والثلاجات ، سواء كان مشتقاً من ركام سفلي أو علوي ، أو كان مجرد صخور ضالة منفردة ، يعطي دلائل لاستكشاف الطريق الذي سلكه الجليد . وحين يحوي الحطام صخوراً من نوع غريب على المنطقة يبرز السؤال : من أين أتت تلك الصخور إلى حيث سكنت في موضعها الحالي ؟ ــ سؤال سبقت إثارته قبل أن يعرف شيء عن الجليد البلايوستوسيني . وقد أمكن التعرف منذ زمن غير قصير على صخور مميزة للحطام الصخري (الحطام الصخري المميز) وربطها بالصخور الأصلية عند منبع

الثلاجة . ومن ثم اتضحت معالم الطريق الذي سلكته الثلاجة التي دفعت بالحطام الصخري إلى مكانه الحالي .

وبتقدم أبحاث الحطام الصخري الجليدي،إتضح أن التعرف على موطن نوع معين منفرد من الصخر لا يميز سبيل الجليد إلا في حالات قليلة مناسبة . ومن ثم اتجهت الأبحاث إلى أهمية الكم والتجميع ، أي إلى الأعداد النسبية لمختلف أنواع الصخور المميزة التي تظهر في مجال راسب ركامي متجانس متحد . فمن الممكن أن تظهر ، بالنسبة للرواسب الجليدية الأصلية ، نفس الصخور في مسالك جزئية طرقها الجليد في سبيله العام من جهة ، كما يحدث أن تلتقط ثلاجات جليد لاحق حطاماً صخرياً من راسب ركامي لجليد سابق وتنقلها معها ، من جهة أخرى . ومن ثم فإن مجرد ظهور نوع أو آخر من الحطام المرشد لا يحكي سوى القليل ، وإنما هي النسبة الكمية التي تقيم أدلة معينة لتمييز مختلف المسالك الجزئية ؛ وتحديد مدى اتساع حركة الجليد وانتشاره ، ومصدره الأصلي .

وقد تابع دراسة « تحليل الحطام الصخري الجليدي » وتطويرها عدد غير قليل من الباحثين في الدنمرك (منهم Milthers, Madsen, Ussing) وفي السويد (منهم Lundquist) ، وفي ألمانيا (منهم Muennich, Hesemann, Kummerow ، Richter) وفي سويسرا (منهم Andresen, Gouda, Zimmermann) . حتى ليبدو اليوم ممكناً تمييز مختلف المنابع والسبل التي سلكها جليد الفترات الجليدية في شمال ووسط أوربا .

وعلى سبيل المثال يمكن أن نميز في إقليم غرب الهضبة السويسرية بين العديد من المجموعات الصخرية : كالصخور الجيرية الجوراسية

وصخور رمل المولاسي Molasse ،والصخور الجيرية الألبية الزرقاء، وصخور بلورية حمراء مشتقة من منطقة الناجل فلوه Nagelfluh ، وصخور بلورية خضراء من منطقة منبع ثلاجة الرون . . . وكلهـا ترشد إلى مدى اتساع نطاق الجليد واتجاهه إلى ذلك الجزء من سويسرا.

(ب) الصفات النوعية لمعادن حبيبات الراسب :

وتهدف هذه الدراسة إلى التمييز بين الحبيبات المعدنية ، خصوصاً ما كان منها غريباً على المنطقة ، حتى يمكن إستنتاج ما إذا كان الراسب أصيلا في المنطقة ام غريباً آتياً من جهة قصية ، كما تهدف أيضاً إلى تمييز التكوينات الثانوية النشأة ، ومثلها عقد الجير ، والليمونيت ، والحفريات النباتية التي تبدو في هيئة أنابيب جيرية تمثل جذور وسيقان النبات القديم . . . ولكل راسب معروف مكوناته المعدنية الخاصة ، فإذا أمكن التعرف على معادن غريبة عليه ، يمكن استنتاج ما طرأ عليه من تغير نتيجة لتغير عامل الإرساب أو الظروف المناخية . . . ونستطيع من خلال دراسة العقد الجيرية والمنجنيزية والأكاسيد الحديدية استنباط مدى تأثر الراسب بنوع معين من التجوية . . وعن طريق دراسة الأنابيب الجيرية يمكن التعرف على نسيج الراسب من جهة ، وعلى الخصائص النباتية ، ومن ثم المناخية التي كانت سائدة وقـت إرسابه من جهة أخرى .

وما دمنا بصدد دراسة المكونات المعدنية للرواسب،فينبغي أن نشير إلى جانب هام منها يختص بتحليل المعادن الثقيلة (الثقل النوعي إبتداء من ٢,٩) . فقد أثبتت دراسة هذه المعادن أهميتها وجدواها في حالات عديدة لتشخيص وتمييز مختلف أنواع رواسب الزمن الرابع عامـة . وتستخدم بكثرة على الخصوص للتمييز بين رواسب الركامات السفلى

(الصلصال الجلاميدي) للتعرف على نظامها الاستراتيجرافي ، وخاصة حيث يتعذر إجراء تحليل للحطام الصخري في الرواسب التي تفتقر إليه ، ولدراسة المواد التي تستخرج عن طريق مجسات عميقة .

وكان أول من استخدم « تحليل المعادن الثقيلة » وطبقه على دراسة الصلصال الجلاميدي واللوم الكتلي لرواسب الجليد الأوروبي الشمالي A. Raistriok (١٩٢٩) ، ومن بعده E. Schmidt (١٩٣٠) و V. Leinz (١٩٣٣) ، وتابع الدراسة وطورها A. Fiedler (١٩٣٩ , ١٩٤٠) ، وهي ما تزال تستخدم بكثرة في الأبحاث الحديثة . ويجري الإعداد لهذه الدراسة بأن تؤخذ عينة جافة من المادة مقدارها يتراوح بين ٢٠ — ٣٠ جرام ، ويتم فصل حبيباتها التي تتراوح بين ٠٦, — ٠٩, ملم بواسطة النخل بالماء ثم تستبعد منها المعادن الخفيفة ، ويجري تعيين المعادن الثقيلة بالإستعانة بالمجهر . وتحسب النسبة المئوية لكل معدن منها على حدة على أساس مجموع كلي لحبات المعادن الثقيلة ينبغي أن لا يقل — ما أمكن — عن ٣٠٠ حبة . ولقد توصل Fiedler عن طريق هذه الدراسة إلى أن نسب المعادن الثقيلة الهامة في مختلف رواسب الصلصال الجلاميدي في مناطق توزيعه في شمال أوربا تتباين كالآتي :

المعدن		الثقل النوعي	النسبة المئوية
هورنبلند	Hornblende	٣ — ٣,٤	١١,٣ — ٥٣,٣
إبيدوت	Epidote	٣,٣	
أوليفين	Olivine	٣,٥	١٢,٦ — ٤٥,٦
ستاوروليت	Staurolith	٣,٦	
جرانات	Granat	٣,٥ — ٤,٣	١٠,٢ — ٤٧,٢
زيركون	Zirkon	٤,٧	١,٢ — ٢١,٣

وعلى أساس هذه الإختلافات البينة أمكنه تمييز أنماط من الصلصال الجلاميدي المختلف الأعمار فوق مساحات عظيمة من أراضي الغطاء الجليدي « الأوروبي الشمالي » خاصة في الدانمرك وشمال ألمانيا . فالصلصال الجلاميدي الذي ينتمي لجليد فايكسل Weichsel يحتوي نسبياً على كثير من الجرانات والزركون ، والذي ينتمي بجليد الستر Elster على كثير من الأبيدوت ، بينما تتخذ الركامات السفلى بجليد البلايوستوسين الأوسط (سالي Saale ، فارتي Warthe) مركزاً وسطاً . . ويعتقد Fiedler أن السبب في تباين المحتوى المعدني يرجع إلى الإكتساح التدريجي لمكونات شبه جزيرة اسكنديناوه الذي كان تأثيره في الغطاء المتحول أكثر من غيره في البداية ، ثم في النواة البلورية بعد ذلك .

وبحسب أبحاث أحدث للصلصال الجلاميدي في شمالي المانيا (منها أبحاث H. Steinert ١٩٥٨) يمكن القول بأن تلك الرواسب تتميز بسلسلة من التغيرات في المحتوى المعدني ابتداء من أقدمها إلى أوسطها إلى أحدثها . فالرواسب الأقدم تتميز بوفرة في معدن الأبيدوت والمعادن المتحولة الأخرى ، ويتناقص هذا المحتوى المعدني تدريجياً كلما زادت حداثة الرواسب بينما تزداد في نفس الوقت نسبة المحتوى المعدني من الهورنبلند والأوجيت ، الذي يبلغ شأوه في أحدث الرواسب وقد رأى Steinert في ذلك خليطاً من « إقليمين معدنيين » : «إقليم إبيدوتي » (يحوي الكثير من المعادن المتحولة ومنها الدستين Disthen على الخصوص) الذي اشتق أصلا من رواسب أواخر الزمن الثالث التي توجد أسفل رواسب البلايوستوسين في أقصى شمال ألمانيا ، ثم « إقليم هورنبلندي » اكتسحه الجليد أصلا من شبه جزيرة اسكنديناوه . وقد التقط الجليد الأقدم مواداً أكثر من الإقليم

الإبيدوني ، والجليد الأحدث مواداً أكثر من الإقليم الهورنبلندي .

وقد ميز C. H. Edelmann (١٩٤٨) في رواسب الزمن الرابع فوق أرض هولندا عشرة « أقاليم بترولوجية » ؛وهو لم يتخذ الركامات السفلى أساساً للتقسيم فحسب ، وإنما أخذ في الإعتبار كل الرواسب (حصى ، رمل ، لوم . . .) . وقد وجد أن أقاليم Y, X, A ،تتركب من رمال اشتقت أصلا من اسكنديناوه وفنلندا ، واستطاع عن طريق دراسة المعادن الثقيلة أن يميز في كل إقليم مصدر الرواسب ، وتاريخ إرسابها النسبي في أوائل أو أواسط أو أواخر العصر الجليدي أو في فترة الهولوسين ، والعامل الذي أرسبها سواء كان غطاء جليدياً أو ثلاجة ، بل تمكن أيضاً من أن يميز مختلف مراحل تطور النهر الجليدي الذي نقل تلك الرواسب .

وعلى سبيل المثال وجد أن «اقليم الساوسوريت Saussuritprovinz ». نتاج تعرية الراين في طور نموه في أوائل البلايوستوسين ، وأن « إقليم اللوبيت Lobith » قد نشأ بفعل تعرية الراين في مراحل تطوره في أواخر البلايوستوسين وفي العصر الحديث . وفي سلسلة من الأبحاث البتروجرافية اللاحقة درست أجزاء كثيرة من أرض هولندا على هذا النحو ، حتى أنها تعتبر الآن من أحسن المناطق المدروسة في هذا الشأن

وفي مناطق الجليد البلايوستوسيني بأمريكا الشمالية لم تستخدم المعادن الثقيلةوحدها،وإنما كل المعادن لتشخيص وتمييزالرواسب الركامية عن بعضها ، وخصوصاً لوم الركامات السفلى . مثال ذلك الدراسات التي قام بها G. W. White (١٩٤٤) لرواسب جليد إلينوى،وجليد ويسكونسن في ولاية أوهايو . فقد وجد إختلافات بينة في التركيب

المعدني . فالرواسب الرملية لجليد ويسكونسن تحتوي من الكوارتز على نحو ٨٧٪ ، وعلى نسبة ضئيلة من حبيبات الهورنبلند والفلسبار التي تتميز بسطوح انفصام حديثة ، وعلى حوالي ٨٪ من حبيبات الكوارتز المستديرة الشكل والمغلفة بأكاسيد حديدية Pellets . ووجد أن هذه الحبيبات الأخيرة تكون القسم الأكبر (نحو الثلثين) من رمال جليد إلينوى ، ويتركب الثلث الباقي من كوارتز عادي ، وينعدم وجود الفلسبار تقريباً ، ويندر وجود الهورنبلند . وكانت هذه الإختلافات واضحة ومستمرة لدرجة استطاع معها White أن يرسم الحد الفاصل بين الرواسب التابعة لجليد ويسكونسن والرواسب التابعة لجليد إلينوي .

ولا تقتصر دراسة المعادن الثقيلة على الرواسب الجليدية والجليدية المائية وحدها ، بل تتعداها إلى الرواسب النهرية والدلتاوية والساحلية والبحرية . . . فمن الممكن عن طريقها التعرف على مصدر الراسب والتمييز بين مختلف المصاطب النهرية ، بل والإستدلال على ظاهرات الأسر النهري ، فضلا عن جدواها في التعرف على مصادر الرواسب الساحلية والبعيدة عن الساحل .

وقد أجرى الكثير من أبحاث المعادن الثقيلة في كثير من رواسب الأنهار الكبرى كنهر الراين والمسيسبي والرون . . . وتبين من الدراسة أن المعادن الثقيلة تميل أحياناً إلى الإحتشاد في مجموعات حجم متباينة بتأثير عمليات الفرز والتصنيف على امتداد رحلتها في مجرى النهر . فمعدنا الزركون والروتيل Rutile غالباً ما تمثلهما حينئذ حبيبات دقيقة ، ولهذا يمكن أن نتوقع وجودهما بنسب عالية في الرواسب الدقيقة الحبيبات ، وإن كان وجودهما بوفرة لا يشترط بالضرورة في

بقعة معينة ، فالمسألة لا تعدو حينئذ أن تكون نتيجة لعمليات الفرز . وينبغي ملاحظة هذه الظاهرة عند دراسة الرواسب الدقيقة كالسيلت والصلصال ، وهي على أي حال رواسب لا تدخل في مجال أبحاث المعادن الثقيلة الا قليلا . أما الأوجيت Augite فيوجد عادة في هيئة حبيبات كبيرة نوعاً ، ومع هذا فقد يوجد ضمن الرواسب الدقيقة . ويشتد ساعد عمليات الفرز حين يشتق الراسب أصلا من مصدر يتميز بالتنوع الكبير في أحجام مكوناته من جهة ، وحين يتم الترسيب في مجال بيئات كثيرة التنوع من جهة أخرى .

وتتضح عمليات فرز وتوزيع المعادن الثقيلة في قليم دلتا الرون (Van Andel, 1959) ففي رواسب الدلتا والقاع البحري القريب من الساحل يحتشد الأوجيت ، والهورنبلند ، والابيدوت ، أما في القاع البعيد عن الساحل فنجد وفرة في معدني الهورنبلند والإبيدوت. ويأتي الأوجيت دائماً من هضبة فرنسا الوسطى مشتقاً من صخورها الطفحية ، بينما يصدر الهورنبلند والإبيدوت من جبال الألب . وقد وجد أن حبيبات الأوجيت دائماً بين الحبيبات الكبيرة الحجم نسبياً. أما الأبيدوت فكانت حبيباته دقيقة ، بينما كانت حبيبات الهورنبلند متوسطة الحجم. واتضح أن الإختلاف في توزيع المعادن لا يعزى في الواقع إلى اختلاف في المصدر ، وإنما يرجع هنا إلى تأثير عمليات الفرز والتصنيف لمواد غير متجانسة في النوع وفي حجم الحبيبات . فالمعادن الثقيلة الكبيرة الحبيبات نسبياً قد أرسبت ضمن حبيبات المعادن الأخرى التي تكون الراسب الخشن ، ومن ثم نجدها في رمال النهر ، وتكوينات الدلتا ، وعلى الساحل ، وفي الكثبان التي تحف به . أما المعادن الثقيلة الدقيقة الحبيبات فقد أرسبت ضمن معادن مكونات الراسب الناعم ، ومن ثم فقد أرسبت في مياه هادئة بعيداً عن الساحل . ومع هذا فيمكن

القول عامة بأن هذا المثال لتأثير عمليات الفرز قليل الحدوث ، وغالباً ما تكون المعادن الثقيلة بمثابة تشخيص حقيقي لمصادر الراسب الذي يحتويها ، وهذا ما نجده في قليم دلتا المسيسبي ، ودلتا الراين حيث تتجانس تجمعات المعادن الثقيلة سواء في الرواسب الرملية والصلصالية .

وكمثال لدراسة المعادن الثقيلة في رواسب الساحل ورواسب القاع البحري بعيداً عن الساحل نشير إلى أبحاث باك Baak (١٩٦٣) في حوض بحر الشمال . فقد استطاع أن يقسم بحر الشمال إلى نطاقات يتجانس في كل منها تجمع معين من المعادن الثقيلة ، وأن ينجح في تحديد مصادر الرواسب التي تحويها . فالساحل الأوربي المشرف على بحر الشمال إلى الشرق من دلتا الراين تميزه رواسب جلبها ذلك النهر ، يليه شمالا نطاق يتميز برواسب جليدية وجليدية مائية اشتقت أصلا من أرض اسكنديناوه ، أما الساحل البريطاني فتميزه رواسب غنية بالجارنيت Garnet والأوجيت . وتختلط الرواسب الرملية على طول امتداد سواحل هولندا وبلجيكيا وفرنسا على بحر الشمال ، نتيجة لتوالي وتباين عمليات الإرساب الجليدي والجليدي المائي والبحري . وتبدو عمليات النقل والتوزيع على امتداد سواحل بحر الشمال بعيدة الأثر في خلط الرواسب ومزجها نظرا لأن السواحل مفتوحة ، والرواسب معرضة دائماً لتأثير حركة المياه . وعلى النقيض من ذلك تتجانس الرواسب الرملية ومكوناتها المعدنية الثقيلة في الخلجان المنعزلة التي لا يصيبها تأثير حركة المياه والنقل على امتداد الساحل ، كما هي الحال في خلجان ساحل غرب بريتاني ، حيث وجد باك Baak في كل خليج تجمعه الخاص المميز من المعادن الثقيلة التي اشتقت من صخور ظهيره المباشر .

وقد استخدم تحليل المعادن الثقيلة للتعرف على مصادر الرواسب وحركة الرمال على امتداد السواحل الأمريكية أيضاً . مثال ذلك الدراسة التي أجراها تراسك Trask (١٩٥٢) في سواحل كاليفورنيا والتي قام بها بول Poole (١٩٥٨) في سواحل تكساس على خليج المكسيك .

(جـ) طرق بحث كيميائية ـ المحتوى الكربوني :

تحليل الكربونات في الرواسب مهمة ومفيدة ، فعن طريق دراستها يمكن التعرف على طبيعة الراسب ، وعلى مصادره . وعلى اتجاه حركة العامل الذي أرسبه . وتستخدم للتحليل بعض الأجهزة (منها الجهاز الذي استخدمه Dreimanis ١٩٦٢) ، نفضل من بينها جهاز باسون M. Passon (وصفه بالمان Pallmann ١٩٤٨) الذي سبق لنا استخدامه في تحليل الكربونات في رواسب سويسرا البلايوستوسينية . ونقصد بالكربونات هنا نوعين : الجير (كربونات كالسيوم) والدولوميت (كربونات كالسيوم ومغنسيوم) وينبغي الفصل في التحليل بينهما نظراً لأن مقدار كل منهما له دلالته .

ولباسون جهازان أحدهما كبير يقيس لدرجة من الدقة تصل إلى ١ ٪، وجهاز صغير دقته تصل إلى ١ , ٪ ، وينبغي تصحيح الجهازين باستخدام كربونات كالسيوم نقية وجافة قبل استخدامهما لأول مرة .

وللتحليل يوزن من الراسب مقدار ٤ جرام سبق تجفيفه وطحنه طحنا جيدا . وذلك تمهيدا لتحليله بالجهاز الكبير ، ثم يوضع في زجاجة التفاعل . ويوضع في إناء الحامض قدر من حامض النمليك المخفف (٢٠ ٪) يملأه حتى علامة مرسومة عليه ، ويوضع الأناء بحرص في

زجاجة التفاعل ، بعد تجفيفه جيداً من الخارج حتى لا يلمس الحامض عينة الراسب قبل الأوان . وتملأ ماسورة الجهاز (وهي على شكل حرف U) بالماء ، وتسد فتحة زجاجة التفاعل بعناية . وتمال الزجاجة بالتدريج فينساب الحامض على العينة ويحدث التفاعل . وحينما يتوقف التفاعل ، نقيس مقدار الغاز الذي تولد عنه ، ومن ثم تمكن قراءة المحتوى الجيري من قائمة التصحيح التي سبق إعدادها . ويعقب ذلك قياس مقدار الدولوميت في العينة باستخدام حامض الأيدروكلوريك المخفف (١٥٪) ويستخدم بعض الباحثين بالمعهدين الجغرافي والبتروجرافي بجامعة زيوريخ طريقة أخرى تعتمد على سرعة تأثر كل من الجير والدولوميت بالحامض فالجير يتحلل بسرعة ، وينتهي التفاعل في فترة لا تزيد على ٢٥ ثانية ، تؤخذ بعدها القراءة الأولى ، وتكون للجير ، ثم تؤخذ قراءة أخرى حين يتوقف التفاعل تماماً ، وتكون للدولوميت الذي يتفاعل ببطء . ومن ثم تؤخذ قراءتان على فترتين من بداية التجربة ، ويمكن بذلك تعيين كميتي الجير والدولوميت منفصلتين بدرجة من الدقة تبلغ ± ٥و٠٪ .

وينبغي كي لا يحدث خطأ في التقدير أن يراعي أخذ العينة من مكان في القطاع لم تصبه عمليات اضطراب إرسابي ، ولهذا يجب معرفة وتحديد موقع العينة في الطبقة كوحدة ، وذلك لأن أي تكوينات مجاورة تتصف أصلا بالتباين فيما تحويه من كربونات ، يمكن أن تؤثر تأثيراً كبيراً على مكونات العينة ، ومن ثم تضر بالنتائج . ويجب أيضاً مراعاة أن المحتوي الكربوني يتباين حسب حجم الحبيبات (جودة ١٩٦٢) ، ولهذا فإن القيم الخاصة بأحجام حبيبات معينة تفيد في الدراسة أكثر من القيمة الكلية للعينة .

النتائج وطريقة عرضها :

يعبر عن نتائج التحليلات بنسب مئوية ، وتعرض — كما أسلفنا — في منحنيات بيانية منفردة ، أو — كما أوضحنا — في إطار الرسم البياني للقطاع الكامل الذي يتضمن كافة التحليلات (أنظر جودة ١٩٦٢) أشكال ٦ ، ٩، ١٢ ، ١٦ ، ٢٣ ،) . وتوجد الكربونات في الرواسب عادة في هيئة غشاء رقيق يحيط بحبيبات المعادن الأخرى ، ولا تظهر في شكل حبيبات كغيرها من المعادن إلا بقدر صغير . وتتباين نسبتها في مختلف الرواسب ، وفي الراسب الواحد في مختلف مناطق توزيعه ، ويتوقف هذا على مصدر الراسب الأصلي إذ يأتي معه بكمية من الكربونات من مناطق المنشأ الغنية بها أكبر من الكمية التي ترد معه من منطقة أخرى فقيرة بها . وقد تبين من مختلف التحليلات أن هناك إرتباطا وثيقاً بين حجم الحبيبات ونسبة الكربونات التي تحتويها التكوينات . فحينما تدق الحبيبات تزيد نسبة الكربونات ، وذلك لأن جملة مساحة الغشاء الجيري الذي يحيط بكل الذرات الدقيقة أكبر من مساحة ذلك الذي يحيط بالحبيبات الخشنة . وتحوي معظم أبحاث الزمن الرابع دراسات لتقييم كمية الكربونات في مختلف الرواسب الجليدية وغير الجليدية (نذكر من بين أحدثها أبحاث جودة ١٩٦٢ ، Zimmermann ١٩٦٣ ، Brunnacker ١٩٦٤ ، ١٩٦٦ ، Andrews ١٩٦٤ . . .) ، نظراً لأن التباين في كمية الكربونات التي تحتويها مختلف عينات الراسب يؤدي إلى التعرف على مصدره ومن ثم منبع الجليد واتجاه حركته ، كما يرشد إلى مقدار عمق عمليات الغسل ومدى تأثير التجوية . فالنقص الشديد في نسبة الكربونات في راسب مثالي تكوّن أصلا في فترة جليدية (وكان يحوي قدرا معلوما من الكربونات) يشير إلى تجوية حدثت في فترة دفيئة طويلة أو قصيرة حتى ولو لم تؤد التجوية إلى تكوين

تربة . وتتسبب عمليات غسل الرواسب كلية وإزالة ما تحويه من كربونات إلى ازدياد نسبة الذرات الدقيقة في الراسب، وذلك نتيجة لأذابة الغشاء الكلسي الذي يحيط بالحبيبات، ومن ثم تتغير طبيعة الراسب، ويظهر ذلك جلياً في نتائج التحليلات الميكانيكية، فضلا عن نتائج التحليلات الكيميائية . وتتخذ كل هذه الشواهد كأدلة هامة تفيد في تصنيف مستويات قطاع الراسب استراتيجرافيا ، ومن ثم ترشد إلى طبيعة الظروف المناخية والعمليات الجيومورفولوجية التي كانت سائدة أثناء تكوينه (كمثال لطبيعة النتائج أنظر : جودة ١٩٦٢ ، ١٩٦٣ ، ١٩٦٦ الفصل الخامس) .

ويمكننا أن نلخص أهمية دراسة المحتوى الكربوني في الرواسب في النقاط الثلاث التالية :

١ – إمكانية التعرف على مصدر الراسب ، والعامل المرسب وإتجاه حركته .

٢ – إمكانية تصنيف قطاع الراسب المتجانس أصلا في كمية المحتوي الكربوني إلى مستويات على أساس ما يحويه كل مستوى حالياً من كربونات . وعلى أساس التباين في المحتوى الكربوني يمكن تقدير مدى عمق التجوية ونوعها وما تشير إليه من ظروف مناخية سالفة .

٣ – إمكانية التأريخ النسبي على أساس استراتيجرافي، ومن ثم الوصول إلى نتائج تختص بتقسيم عصر البلايوستوسين إلى فترات ومراحل وأدوار باردة وأخرى دفيئة .

٣ ــ طرق بحث مورفوميترية :

لقد كانت الرواسب الحصوية وما يشبهها كرواسب الأنسياب الأرضي تشاهد وتدرس حسب مظهرها العام وما تحويه من حفريات وكانت الدراسة بذلك دراسة نوعية . وقد أدى الإجتهاد لإكتشاف طرق دقيقة في مجال الدراسات الجيولوجية إلى إدخال القياسات الكمية على دراسة الحصى . ونشير هنا إلى الدراسة التحليلية للحصى التي اشتغل بها على الخصوص زوينر Zeuner (١٩٣٣) . وهي تسمح بالوصول إلى نتائج تشير على سبيل المثال إلى تغيّر في المنبع أثناء مختلف أدوار تكوين الوادي وإلى التعرف على العومل التي تؤدي إلى استدارة الحصى ، وعلى الظروف المناخية التي كانت سائدة أثناء تراكمه . وقد أجريت محاولات جديدة للدراسة وفحص كل حصوة على حدة بطرق أدق وأكثر تفصيلا لكي يمكن استنتاج أصل نشأتها . وهنا نشير إلى طريقة اقترحها كايوه Cailleux (1947, a, b.) عاد واستكملها في بحثه ١٩٥٢ ، ثم أجرى التحسينات عليها باحثون آخرون (على الخصوص تريكارت Tricart ١٩٥٢ ، وبوزر Poser ١٩٥٢) .

والواقع أن محاولة وصف الحصى الغير منتظم الشكل بدقة مشكلة صعبة ، وذلك لأن لكل حصوة ثلاثة أبعاد ينبغي اعتبارها عند الو صف وهي : الطول ، والعرض ، والإرتفاع أو السمك ، ثم التقوس أو التحدب . فإذا ما اعتبرنا أكبر طول « ل » ، وأكبر عرض « ع » وأكبر سمك «س» وأصغر نصف قطر للجزء المحدب «نق» في المسطح الرئيسي ، أمكننا حينئذ أن نصف شكل الحصوة بمعامل من نوعين :

(أ) معامل الفرطحة . (ب) معامل الإستدارة .

(أ) معامل الفرطحة :

يجري القياس لعينة تتكون من ١٠٠ — ١٥٠ حصوة ، تتراوح أحجامها بين ٢ — ٦ سم ، وباستخدام القدمة يقاس أكبر طول «ل» وأكبر عرض «ع» في إتجاه عمودي على الطول ، وأكبر سمك «س». ومن ثم يمكن تعيين معامل الفرطحة حسب المعادلة الآتية :

$$\text{معامل الفرطحة} = \frac{\text{ل} + \text{ع}}{\text{٢ س}} \geq \text{١}$$

هذا على اعتبار أن قيمة الكرة = ١، وكلما ازدادت الفرطحة (أي الإبتعاد عن الشكل الكروي) كلما صغرت قيمة العرض «ع» والسمك «س» ومن ثم يزداد معامل الفرطحة. ويجري تعيين المتوسط العام للقيم المائة التي أمكن الحصول عليها ، وتوضح في رسم بياني وتستخدم قيم معامل الفرطحة لتشخيص وتمييز الحصى والحطام الصخري .

(ب) معامل الاستدارة :

وهو يبدو أكثر أهمية وفائدة من سابقه، ويمكن استخدام نفس العينة التي استخدمت لتعيين الفرطحة . ويجري تعيين أكبر طول «ل» باستخدام القدمة ، ونصف قطر أصغر تدور (تحدب) يمكن رسمه على الحصوة بالإستعانة بالخطوط الكنتورية على المستوى الرئيسي . ولتعيين نصف القطر «نق» يمكن استخدام لوحة تشبه لوحة التصويب، مرسوم عليها دوائر متحدة المركز ومتباينة أنصاف الأقطار . ويمكن حينئذ تعيين معامل الإستدارة بالمعادلة الآتية :

$$\text{معامل الإستدارة} = \frac{\text{٢ نق}}{\text{ل}}$$

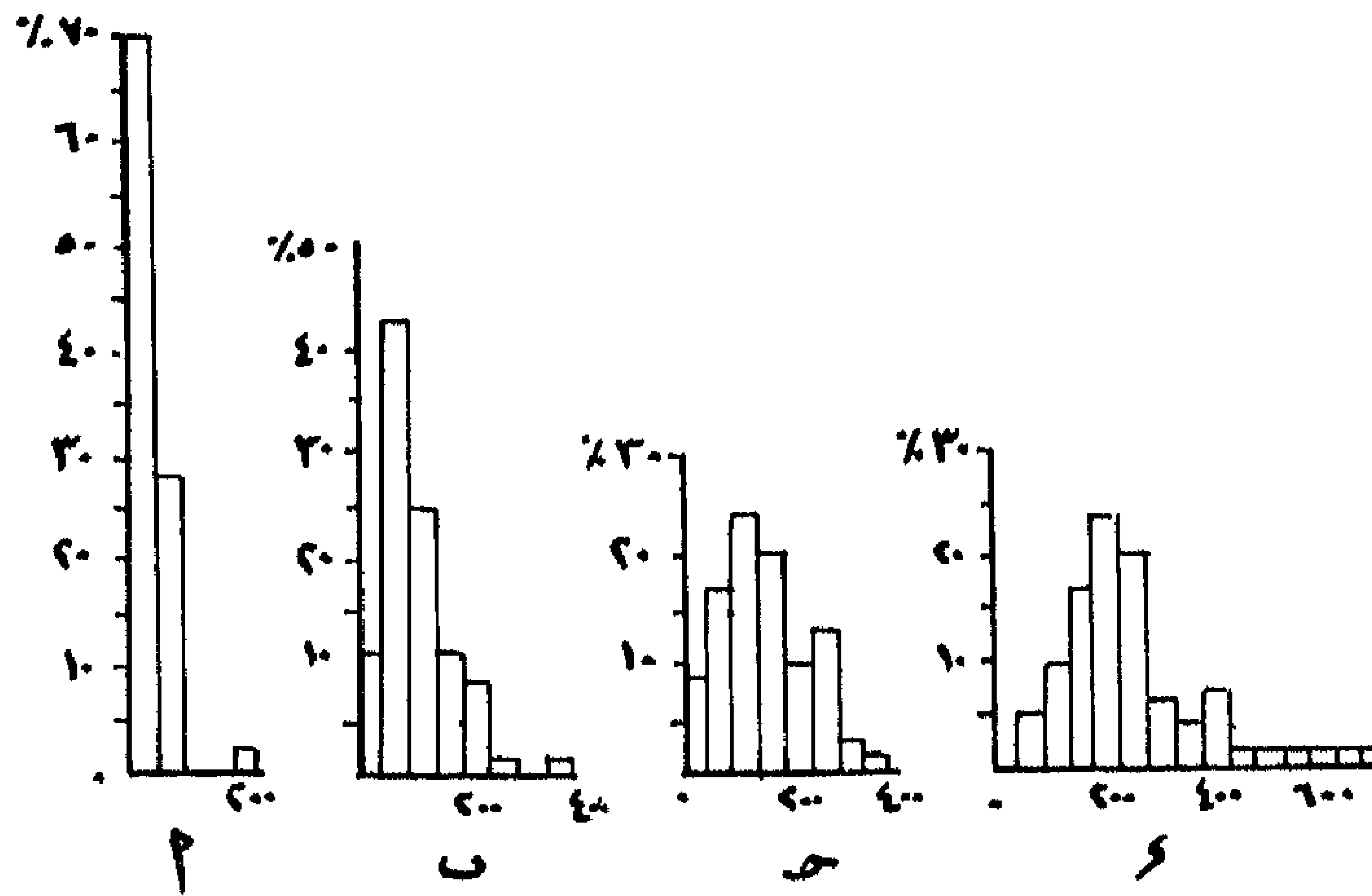
ويحسب للكرة المثالية قيمة = ١ ، وتقع جميع القيم الأخرى أدني من ذلك ، وتأتي نتائجها بالكسور العشرية . ولتبسيط العمل وتحاشي الكسور العشرية تضرب هذه القيم في ١٠٠٠ وحينئذ تصبح صورة المعادلة كالآتي :

$$\frac{\text{٢ نق}}{\text{ل}} \times ١٠٠٠$$

ومن ثم يمكن الحصول على قيم تتراوح بين ١ — ١٠٠٠ (الكرة المثالية) .

النتائج وطريقة عرضها :

لرسم الأشكال البيانية يقاس العدد المشار إليه من الحصى الذي يستخرج من رواسب معينة ، وبقدر الإمكان من نفس النوع ، وأكثر أنواع الصخور ملاءمة لهذه الدراسة هي الجرانيت ، والكوارتزيت ، والصخور الجيرية والدولوميت . . وتقسم القيم التي يحصل عليها إلى مجموعات خمسينية (كل مجموعة تتكون من ٥٠ قيمة) ، تعرض في رسوم بيانية كما يتضح من الشكل (رقم ١١) . فعلى الخط الأفقي توضح المجموعات ٠ —٥٠ ، ٥٠ — ١٠٠ وهكذا ، وعلى الخط الرأسي النسب المئوية لأعداد الحصى . وأكثر الحصوات خشونة وحدة في زواياها هي الممثلة بالمجموعة من ١ — ٥٠ ، وتزداد الإستدارة في الرسم صوب اليمين .



شكل (١١)

ويتضح من عديد الأبحاث التي قام بها Tricart & Schaefer (١٩٥٠)، و Poser & Hoevermann (١٩٥١، ١٩٥٢) و Richter (١٩٥٢) و Bugmann (١٩٥٦) و Zimmermann (١٩٦٣) — وغيرهم أن هناك فروقاً واضحة في معامل الإستدارة بين كل من حصى الرواسب النهرية ، والجليدية . والجليدية المائية ، ورواسب مختلف أنواع تحركات المواد على المنحدرات . . وقد وصلت هذه الطريقة من الدقة بحيث يمكن معها تشخيص وتمييز الرواسب التي يشك في أصل نشأتها وتكوينها ، والإستدلال على الظروف التي بتأثيرها تمت عمليات النقل والإرساب . فالحصى الصغير الجيد الإستدارة قد تراكم بعد مسافة نقل مائي طويلة ، أي بعيدا جداً عن المنبع أو الثلاجة ، والحصى الكبير السيء الإستدارة قد تراكم بجوار المنبع أو الثلاجة . وإذا ما حدث وازداد كبر الحصوات وفي نفس الوقت إزداد سوء استدارتها من أسفل إلى أعلى في القطاع ، دل ذلك على أن الحصى « حصى تقدمي » (تراكم أثناء

تقدم الجليد) ، بينما يحدث العكس (يزداد كبر الحصوات وسوء استدارتها من أعلى إلى أسفل) لو كان الحصى «تراجعى » (تراكم أثناء تقهقر الجليد لذوبانه) .

وكمثال لنوع المعلومات والنتائج التي يمكن الحصول عليها من دراسة أبعاد الحصى نشير إلى أبحاث Nossin ١٩٥٩ (King ١٩٦٦) وقد استخدم طريقة القياس التي اقترحها Cailleux لدراسة حصى مدرجات نهر بسويرجا Pisuerga وهو رافد لنهر دورو ، ويصرف قسماً من مياه مرتفعات كانتبريان الأسبانية. وقد اختار عدة مواقع على امتداد طول النهر وفوق قطاعه العرضي على ثلاثة مستويات تمثل المدرج الأعلى والأوسط والأسفل، وأخذ من كل موقع عينة تتكون من مائة حصوة، ولا يزيد قطر كل حصوة منها على ٤ سم ، واختار الحصى الكوارتزيتي وأجرى عليه القياس ، ورسم لكل عينة شكلا بيانياً يوضح نتائج القياس التي يمكن إجمالها في النقاط الآتية :

١ — تبين أن بعض حصى العينات إشتق أصلا من مجمعات مستديرة المكونات (كونجلوميرات) ، ومع هـذا فقد أثبتت الدراسة إزدياداً في الإستدارة بفعل النقل المائي العادي ، واتضح ذلك من دراسة عينات المواقع في الجزء الأدني من النهر .

٢ — الحصى الذي يزيد معامل استدارته عن ٤٠٠ إشتق أصلا من حصى المجمعات السليم ، والذي يقل استدارته عن ٣٠٠ إشتق أصلا من حصى المجمعات الذي تحطم بفعل الصقيع ثم أعيدت إستدارته بتأثير النقل النهري .

٣ — وجد أن حصى المدرج الأعلى أفضل إستدارة بكثير من حصى المدرجين الأوسط والأسفل . وقد استنتج من ذلك أن رواسب هذا المدرج قد أرسبت تحت تأثير ظروف مناخية معتدلة ، ويبدو أن عوامل التجوية كانت نشيطة مؤثرة كي تحطم وتفتت هذا القدر الهائل من الرواسب وتعده للنقل ليتراكم منشئاً للمدرج .

٤ — وجد أن هناك تماثلا واضحاً بين مكونات عينات المدرج الأوسط ، وأن حصى هذا المدرج أقل إستدارة بعض الشيء من حصى المدرج السفلي . وهذا الفرق اليسير في الإستدارة لايعد سبباً قوياً لافتراض طرق مختلفة للإرساب تحت ظروف متباينة . إذ يبدو أن الظروف التي تم بتأثيرها إرساب حصى المدرج الأسفل كانت أكثر عنفاً وكثافة ، ولكن من نوع مماثل لظروف إرساب حصى المدرج الأوسط .

٥ — اتضح من دراسة المدرج السفلي أنه قد مر بفترة تحطيم (بفعل الصقيع) ، تلتها عملية إعادة إستدارة بواسطة النقل المائي وقد ظهر ذلك من ارتفاع نسبة معامل الإستدارة بين ٢٠٠ —٣٠٠ . إستنتج من ذلك أن الحصى قد خضع لفترة من الزمن لتأثير ظروف هوامش الجليد ، تبعها نقل مائي .

٦ — معامل الإستدارة فوق ٣٠٠ مظهر شائع لحصى النقل النهري العادي لمسافة متوسطة (معامل استدارة متوسط) .

٧ — معامل الإستدارة بين صفر — ٢٠٠ صفة سائدة للإرساب تحت تأثير ظروف هوامش الجليد (معامل استدارة منخفض) .

٨ — حين دراسة طبيعية إستدارة الحصى نحو أداني النهر ، ينبغي إعتبار المواد التي ترد إلى النهر من جوانب الوادي ، فهذه قد تكون سبباً في اضطراب قيم الإستدارة تجاه المصب .

وقد أدخلت دراسة الحصى أيضاً على أبحاث النطاقات الجافة ونشير هنا إلى أبحاث زوينر Zeuner (١٩٥٣) في شمال غربي الهند حيث استطاع عن طريق دراسة إستراتيجرافية الحصى ومعامل الإستدارة الوصول إلى أن حواف صحراء ثار لم تكن في أية فترة من فترات عصر البلايوستوسين أكثر رطوبة منها في العصر الحالي .

وللدراسة استدارة الحصى أهمية في الأبحاث الخاصة بالسواحل وكمثال لها ما قام به Guilcher و King ١٩٦١ (أنظر King ١٩٦٦ شكل ٦٠٦ ص ٢٩٢) من أبحاث في ثلاثة ألسنة بحرية في خليج دنجيل Dingle Bay في جنوب غرب أيرلندا ، نلخص نتائجها في النقاط التالية : —

١ — فيما يختص باللسانين الخارجي والأوسط : تبين أنهما قد نشآ بفعل الرياح والأمواج معاً . وهما يتركبان من تكوينات رملية ، وتكتنفهما الكثبان ، مع وجود حصى تأثر بعمليات النقل الساحلي فاستدار . وقد بلغ معامل استدارته ٥٧٥ .

٢ — فيما يختص باللسان الداخلي :

(أ) أظهرت دراسة الحصى قيم إستدارة تراوحت بين ٢٧٥ في الداخل ، و ٣٢٥ عند طرفه الشمالي ، و ٤٢٥ على ساحله المواجه للبحر . وطبيعي أن يكون حصى الساحل المواجه للبحر أكثر الجميع تأثراً بفعل الأمواج وحصى الداخل أقلها تأثراً .

(ب) يدل التباين في قيم الإستدارة على أن اللسان ليس من عمل الأمواج التي اقتصر تأثيرها على تعديل هامشه المواجه للبحر وعلى الحصى فجعلته يستدير بعض الشيء .

(ج) تبين من الدراسة عموماً أن اللسان الداخلي ماهو إلى مظهر لتراكم رواسب جليدية تشكل بفعل الأمواج .

ومن الممكن استخدام معامل الإستدارة لكايوه Cailleux لدراسة حبات الرمل . فقد اختبر تونارد Tonnard (١٩٦٣) مختلف الطرق المقترحة لتقييم شكل حبيبات الرمل ، وخلص إلى نتيجة أن طريقة كايوه هي أفضل الطرق وأكثرها ملاءمة (أنظر King ١٩٦٦) . وقد استعمل Nossin (١٩٥٩) نفس طريقة قياس الحصى في دراسته لحبات الرمل باستخدام المجهر في منطقة بحثه في وادي نهر بسويرجا ، وأجرى القياس على حبات رمال تقع أحجامها بين ١,٠٥ ملم — ٠,٥ ملم . نلخص نتائج دراسته في الآتي : —

١ — أظهرت حبات الرمال عموما قيم استدارة منخفضة . وهذه الظاهرة لا تعزي بالضرورة لنقل مائي نهري قصير المدى .

٢ — وجد أن معامل الإستدارة لحبات رمال المدرجين الأعلى والأسفل دون ٢٠٠ .

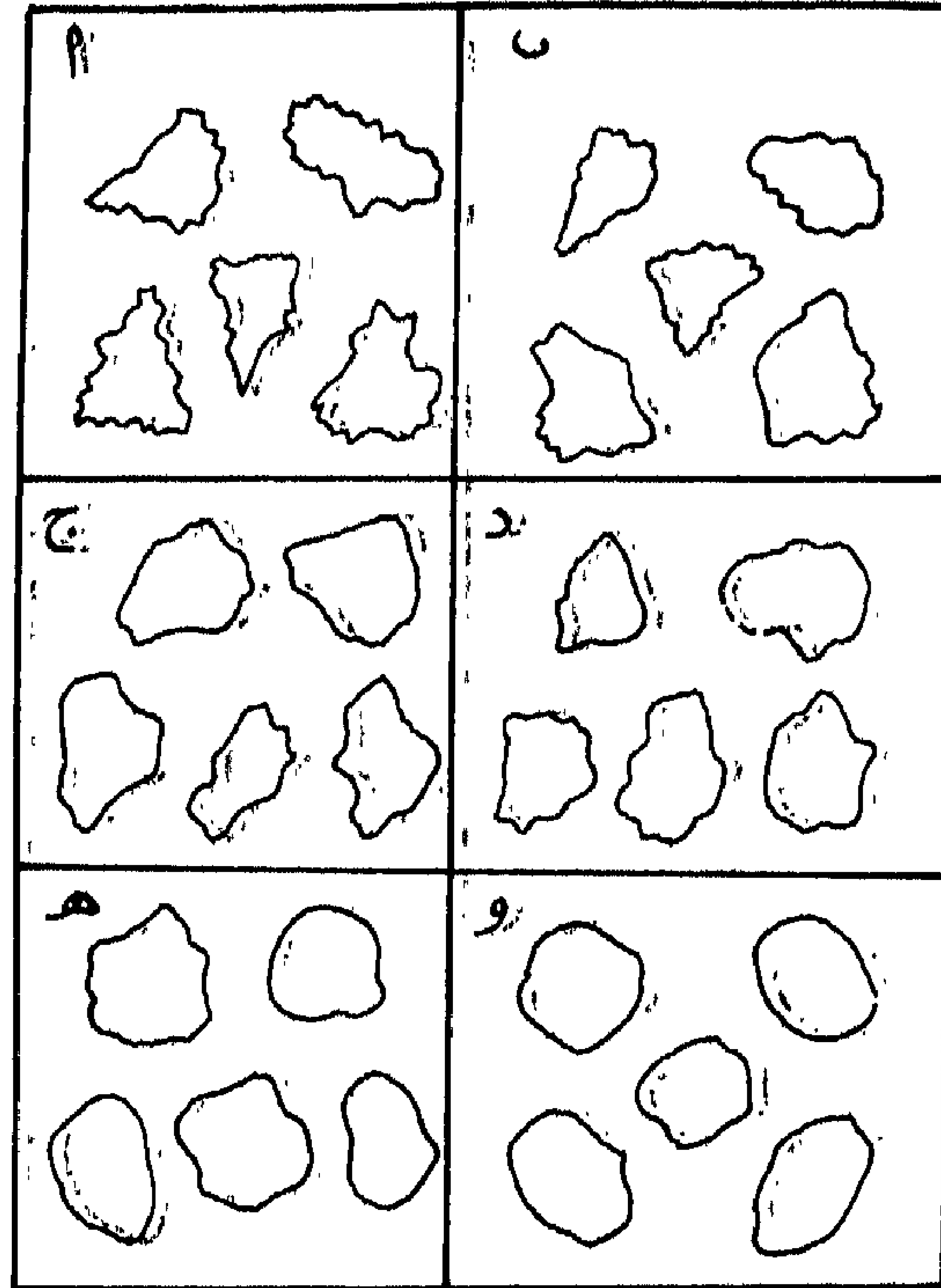
٣ — تبين أن رمال المدرج الأوسط قد تأثرت بفعل الصقيع وشاركت الرياح في نقلها ، وعملت على صقلها واستدارتها . ويدل هذا على أن المنطقة قد تأثرت بفعل ظروف مناخ هوامش

الجليد لفترة قبل أن يبدأ تراكم رواسب المدرج بواسطة النهر .

ورغم أنه من الممكن تطبيق طريقة كايوه — كما رأينا — على دراسة شكل حبيبات في حجم الرمال ، إلا أن بحاثا آخرين قد اقترحوا وسائل وطرقاً أخرى ، منها تلك الآلة التي ابتدعها كوينين Kuenen (١٩٦٣) ، والتي تتركب من حوض شبه دائري ينحدر إنحداراً هينا ويمكن هزه أو أرجحته . وتوضع فوقه العينة عند نهايته العليا وتترك لتتحرك بالإهتزاز نحو حضيض الحوض . وتقسم العينة إلى ١٢ رتبة حسب الزمن الذي تحتاجه الحبيبات لكي تغطي إمتداد الحوض ؛ ثم يتم فحص كل رتبة حجم على حدة لاختبار مداراتها . وهي وسيلة لا بأس بها للتفريق بين مختلف أنواع الرمال ، كرمال الكثبان ، ورمال الشواطىء ... كما أنها مفيدة أيضاً في التعرف على طريقة النقل .

وقد سبق كوينين إلى فكرة دراسة مدارات حبيبات الرمل باحثان آخران هما Shepard & Young (١٩٦١) لاعتقادهما بأن هذا مهم في تقرير التنوع بين حبات الرمال في الكثبان وحبات رمال الشاطىء Beach . وقد استخدما المجهر كوسيلة لرؤية الحبيبات وتصنيفها في مجال مقياس سبق تقريره من ست رتب (أنظر شكل ١٢) ، كل منها يتألف من حبيبات رملية ذات مدار معلوم . ويشير أكبر مدار إلى الحبيبات الأكثر زوايا ، ويمثلها أحد طرفي المقياس . بينما يمثل الحبيبات الجيدة الإستدارة أصغر مدار ، وتقع عند الطرف الآخر من المقياس . وقد اقتصر الباحثان على دراسة مائة حبة في كل عينة يتراوح حجم حبيباتها بين ١٢٥ ,٠ — ٠٦٢ ,٠ ملم . وأجريا البحث في كل مكان من منطقة بحثهما على اثنين من العينات ، أخذا إحداهما

من رمال الشاطىء والأخرى من رمال الكثبان. وقد تبين من الدراسة أن رمال الكثبان أكثر استدارة من رمال الشاطىء خاصة في الأماكن التي تسودها رياح تهب نحو الشاطىء . . ويرجع سبب هذا التباين في شكل الحبيبات إلى الرياح التي تستطيع أن تلتقط الحبيبات المستديرة ، بينما الحبيبات الخشنة ذات الزوايا هي بطبيعة شكلها أكثر قابلية للتماسك مع جاراتها .



شكل (١٢)

ويمكن دراسة شكل حبيبات السيلت بواسطة طريقة إقترحها رايت Wright (١٩٥٧) . وهي تتطلب مجهراً إلكترونياً بالغ الدقة يكبر حبيبات السيلت إلى ٣٠٠ مثل على الأقل . وتعتمد الطريقة أساساً على قانون الظل ، حيث يعطي طول ظل الحبيبة مقياس بعدها الثالث ، أما البعدان الآخران فيمكن مشاهدتهما على شريحة المجهر . وهـــذه الطريقة بطيئة وصعبة ، ولكنها الوحيدة التي يمكن بواسطتها دراسة شكل حبيبات الرواسب الدقيقة .

هذا ومن الممكن للصفات السطحية لمكونات الراسب أن تعطي دليلا على أصلها والعامل الذي نقلها . فحبات الرمل ذات البريق المعتم أو « المطفي » . ترتبط عادة بتأثير النقل الهوائي (Holzer ١٩٥٢ ، جوده ١٩٦٢ ص ١٩٩) . وهناك من يشك في قدرة النقل الهوائي على تغليف حبات الرمال بغلاف معتم ، إذ يرى كوينين Kuenen (١٩٦٣) أن البريق المعتم لحبات رمال الكثبان الساحلية ما هو إلا نتيجة لتجوية كيميائية . وإن صح هذا بالنسبة لرمال الكثبان الساحلية ، فإنه لا يصح بالنسبة للرمل الهوائي العادي . وهذا البريق الذي تتسم به حبيبات رمل الكثبان يسند الرأي القائل بأن استدارتها ترجع أساساً إلى التقاط الرياح للحبيبات المستديرة من رمال الشاطئ لا إلى تأثير النقل الهوائي .

ولقد عمدنا إلى فحص الكثير من مختلف عينات الرواسب الهوائية والمائية النهرية (للمقارنة) ، في مجال أحجام للحبيبات تراوحت بين ١,٠ ملم — ٠,٠١ ملم بالإستعانة بالمجهر . واستخدمنا لذلك عينات من رمل هوائي ، ولوس هوائي ، ورمل وسيلت من نهري الآري Are والراين . وكانت نتيجة الدراسة مؤيدة لما سبق وصفه من أن البريق يزداد كلما تعرضت مكونات الراسب لنقل مائي طويل المدى

ويتضاءل بالتدريج في حالة الراسب المائي الهوائي ، والهوائي المائي (مثال ذلك : لوس هوائي أعيد نقله وإرسابه بواسطة الماء) إلى أن يصبح البريق « مطفياً » في حالة حبيبات التكوينات الهوائية (جودة ١٩٦٢ ص ١٩٩) . والخصائص السطحية التي يتميز بها الحصى الذي تأثر بفعل الجليد من تحزز وصقل شهيرة معروفة . وكثيراً ما تتأثر مكونات الراسب في بيئة التراكم بفعل عمليات التجوية السائدة ؛ ومن ثم تتغير معالمها ولو سطحياً ، وحينئذ تفيد في تقدير العمر النسبي ، وتقرير الظروف المناخية التي سادت منذ الإرساب .

٤ ـ طرق بحث لتعيين موضع وتوجيه الحصى في بيئة التراكم :

وتتم الدراسة في الحقل . والهدف منها تعيين اتجاه حركة العامل المرسب . والطريقة الشائعة الإستعمال ترجع إلى الباحثين Poser & Hoevermann (١٩٥١) ، وهي تختص بتقرير وضع المحاور الرئيسية لمائة حصوة،وهي في موضعها في « محجر » حصوي. وتستخدم لذلك شريحة أو لوحة على شكل نصف دائرة (تماثل المنقلة) مرسوم عليها ستة قطاعات كل منها يمثل ٣٠ درجة على جانبي نقطة الصفر ، وذلك على النحو الآتي :

مجموعة ١ : صفر ـ ٣٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسار
مجموعة ٢ : ٣٠ ـ ٦٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسار
مجموعة٣ : ٦٠ ـ ٩٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسار

ويكون وضع المحور الرئيسي شديد الإنحراف حينما يزيد الإنحراف على ٤٥ درجة . ويمكن للشخص أن يتحدث عن الإنحراف يميناً أو يساراً حينما توجه اللوحة منذ البداية بحيث تكون في اتجاه

المنحدر أو محور الوادي . وحينما يستعصي التعرف على هذا أو ذاك كما هي الحال في بعض أجزاء القسم الغربي من الهضبة السويسرية، حينئذ يمكن تحوير الطريقة نوعاً ما ، فتوجه اللوحة كلية نحو الشمال ويجري تمييز الإنحراف نحو اليسار (شرقاً وغرباً) . وينبغي التقييم على إفتراض أن معظم المحاور الرئيسية للحصى بحسب نوع الراسب قد انتظمت في إتجاه معين : فهي في الركامات السفلى وفي رواسب الإنسياب الأرضي متوازية ، وفي الرواسب النهرية متقاطعة مع اتجاه التحرك .

وقد قام West و Donner ١٩٥٦ (أنظر King ١٩٦٦) بدراسة مشابهة لتعيين توجيه الحصى في الرواسب الجليدية في إقليمي East Middlands و East Anglia ، وذلك للتفريق بين رواسب جليد كلا الإقليمين . واختارا مواقع الدراسة على أرض مستوية لتفادي إمكانية التأثير الطبوغرافي على حركة الجليد ؛ وعملا على إستبعاد الرواسب السطحية التي تأثرت بعمليات التجوية والإنسياب الأرضي وتكوين التربة . وقاما بدراسة درجة ميل واتجاه المحاور الرئيسية لمائة حصوة في أماكن مختارة لا يقل طول كل منها عن واحد سنتيمتر عن طريق جهاز يشتمل على بوصلة (للإتجاه) وكلاينوميتر (للميل)، وتمكنا بذلك من التعرف على اتجاه حركة الجليد المرسب ، والتمييز بين رواسب جليد كل من الإقليمين .

وقد يحدث اضطراب – أحياناً – في توجيه الحصى في نفس الراسب وفي المكان الواحد ، ولهذا ينبغي إجراء الكثير من الدراسة قبل تقييم النتائج .

المراجع

جودة حسنين جودة : تكوينات اللوس . الموسم الثقافي للجمعية الجغرافية المصرية ١٩٦٣

جودة حسنين جودة : العصر الجليدي . بحث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين بيروت ١٩٦٦ .

Andel, T.H. van (1959): Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. Journ. Sed. Petrol. 29, pp. 153-163.

Andresen, H. (1963) : Beitraege zur Geomorphologie des oestlichen Hoernliberglandes. Diss. Univ. Zuerich.

Andrews, J. T. and Sim, V.W. (1964) : Examination of Carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, N.W.T. Geog. Bull. 21, pp. 44-53.

Astm (1954) : (American Society for Testing Materials) : Book of ASTM Standards Vol. 1954, method ASTM D-422-54-T.

Baak, J. A. (1936) : Regional petrology of the southern North Sea.

Beal, M.A. and Shepard, F.P. (1965) : A use of roundness to determine depositional environments. Journ. Sed. Petrol. 26, 49-60.

Blenk, M. (1960), Ein Beitrag zur morphometrischen Schotter-analyse. Zeitschrift fuer Geomorph N.F. 4.5. 202-252.

Breddin, H. (1927) : Loess, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, Ged. Rundsch. 18.

Brunnacker, K. (1964) Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt dec Loesses. Eiszeit. u. Gegenw.

Brunnacker, K. (1966) Die Geschichte der Boeden in juengeren Pleistozaen in Bayern. Geol. Bavarica.

Bugmann, E. (1956) ·: Eiszeitformen im nordoestlichen Aargau. Diss. Uni. Zuerich.

Cailleux, A. (1945) : Distinction de galets marines et fluviatiles. Bull. Soc. Geol. France 5 XV.

Cailleux, A. (1947) : L'indice d'emoussé : Définition et primiere application, C.R. som. Soc. Géol. de France.

Cailleux, A. (1952) : Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkoerner und ihrer Bedeutung fuer die Palaeoklimatologie, Geol. Rdsch. 40 Bd., H. 1,2. Klimaheft.

Donner, J.J. & West, R.G. (1956) : The glaciation of East Anglia and the East Midlands : a differentiation based on stone-orientation measurements of the tills, Quart. Journ. Geol. Soc. 112, pp. 69-91.

Dreimanis, A. (1962) : Quantitative gasometric determination of Calcite and dolomite by using Chittick apparatus. Journ. Sed. Petrol. 32, pp. 520-529.

Edelman, C.H. (1948) : Ergebnisse der sediment petrologischen Forschung der Niederlanden und den angrenzenden Gebieten, Geol. Rdschau.

Emery, K. O. (1938) : Rapid method of mechanical analysis of sands. Journ. Sed. Petrol. 8. pp. 105-112.

Fauler, W. (1936) : Der Loess und Loesslehm des Schwarzwaldrandes zwischen Achern und Offenburg. N. Jb. F. Min. Beil. Bd. 75B.

Fiedler, A. (1930) : Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln ﻣﻦ mittleren und westlichen Norddeustchland. Z.F. angew. Mineralogie 1.

Fiedler, A. (1940) : Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Daenemark, Oberschlesien und Norddeutchland. Ibid.

Gouda, G. H. (1962) : Untersuchungen an Loessen der Nordschweiz. Diss. Univ. Zuerich.

Holzer, H. (1952) : Ein Beitrag zur frage nach der Herkunft des Loesses auf sedimentpetrographischer Grundlage. Zeitsch. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. Bd II, H. 1.

King, C.A.M. and Guilcher (1961) : Spits, tombolos and tidal marches in Connemara and West Kerry, Ireland. Proc. Roy. Irish. Acad 61B, 17, pp. 283-338.

King, C.A.M. (1966) : Technique in Geomorphology. London.

Koelble, L. (1931) : Ueber die Aufbereitung fluviatiler und aeolischer Sedimente. Min. u. Petrogr. Mitt. 41. Leipzig.

Kuenen, P.H. (1963) Pivotability studies of Sand in a shape-sorter, in development in Sedimentology, Vol. Ivan Straaten, pp. 207-215.

Kummerow, E. (1954) : Grundfragen der Geschiebeforschung. Geologie.

Leinz, V. (1933) : Ein Versuch, Geschiebemergel nach dem Schwermineraliengehalt stratigraphish zu gliedern. Z.f. Geschiebefursung. 9.

Lundquist, G. : (1935) : Blockundersoekningar. Sver. G.U. Cer C. 390.

Madsen, V. (1938) : Uebersicht ueber die Geologie von Daenemark. Danm. G.U., 5 R. No. 4.

Milthers, V. (1939) : Beitraege skandinavischer Leitgeschiebe fuer die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. Zeitschr. deutsch, 91.

Nossin, J.J. (1959) : Geomorphological aspects of the pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains. Leidse. Geol. Medelingen. 24, pp. 283-406.

Pallmann, H. und Wiegener, G. (1948) : Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktitkum. Berlin.

Peole, D.M. (1958) : Heavy mineral variation in San Antonia and Mesquita Bays of the central Texas coast. Journ. Sed. Petrol. 28. pp. 65-74.

Poser, H., & Hoevermann, J. (1951) : Untersuchungen zur pleistozaenen Harz-Vergletscherung. Abh. braunscw. wiss. Ges. 3.

Poser, H. and Hoevermann, J. (1952) : Beitraege zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. Ibid. 4.

Raistrick, A. (1929) : The petrology of some Yorkshire Boulder Clays. Geol. Mag. 66.

Richter, K. (1953) : Geroellmorphometrische und Einregelungsstudien, in : Die Untersuchung der palaeolithischen Freilandstation Salzgitter-Lebenstadt. EuG III. 155-160.

Schmidt, E. (1930) : Der altdiluviale Geschiebemergel als Bodenbildner in der Hamburger Gegend. Chemie der Erde, 4.

Steinert, Harald (1948) : Schwermineralien und Stratigraphie der diluvialen Geschiebemergel Schleswig-Holsteins. Diss. Kiel.

Shepard, F.P. and Young, R. (1967) : Distinguishing between beach and dune sands. Journ. Sed. Petrol. 31, pp. 196-214.

Tonnard, V. (1963) : Critères de sensibilité appliqués aux indices de formes des grains de sable, in Developments in Sedimentology Vol. I, ed. Van Straaten, pp. 410-416.

Trask, P.D. (1952) : Sources of beach sands at Santa Barbara, California, as indicated by mineral grain studies. B.E.B. Tech. Memo. 28. Washington.

Tricart, J. and Schaeffer, R. : (1952) L'indice d'emoussé des galels. Moyen d'étude des systémes d'erosion. Rev. de Geomorph. Dynamique 1, 151-179.

Waters. R.S. (1969) : The bearing of superficial deposits on the age and oringin of the Upland Plain of East Devon, West Dorset and South Somerset. Inst. Brit. Geog. 28, 89-97.

White, G. W. (1944) : Soil minerals as a check on the location of the Wisconsin-Illinoian drift boundary in North Central Ohio. Science 79.

Woldstedt, P. (1954) : Das Eiszeitalter, Stuttgart.

Wright. A.E. (1957) : Three dimensional shape analysis of Fine-grained sediments. Journ. Sed. Petrol. 27, pp. 306-312.

Zeuner, F. (1933) : Die Schotteranalyse, Geol. Rdsch. 24.

Zeuner, F. (1953) : Das Problem der Pluvialzeiten. Geol. Rdschau. 41.

Zimmermann, H.W. (1959) : Sedimentologische Untersuchungsmethoden fuer die Geomorpholigie. Diplomarbeit (Manuskript) Geor. Inst. Univ. Zuerich.

Zimmermann, H. W. (1963) : Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz) Diss. Univ. Zuerich.

البحث الرابع عشر

أصول مفهوم الإقليم

أصول مفهوم الاقليم

(اللاندشافت)

كل علم له موضوع محدود ، وبالضرورة ، له طرق معلومة للبحث والدراسة . وحين يحتدم النقاش حول موضوع الجغرافيا ولا ينتهي إلى نتيجة ، يحلو للبعض تكرار القول بأن « الجغرافيا هي ما يفعله الجغرافيون » ، وهذا في واقع الأمر تعبير عام ليست له قيمة علمية . ونحن لا نوافق بالمثل على الرأي القائل بأن النقاش الميثودولوجي ليست له قيمة بينة ، وأنه بدلا من الخوض في جدال حول تلك المشكلات ، من الأفضل أن نتجه رأساً إلى الحقل بحثاً عن جديد فيه . ونحن نعتقد ، على العكس من ذلك ، أن الإهتمام المتزايد المضطرد بالمشكلات الميثودولوجية الذي يعرض في عدد متزايد مستمر من المنشورات والأبحاث الميثودولوجية ، سيكون له أعظم الأثر بالنسبة للجغرافيين من جهة ، ولمركز الجغرافيا ووضعها بين مختلف العلوم من جهة أخرى ، وذلك حين يصير ضبط صحة النتائج « وشرعيتها » على الدوام في ضوء الإطار الجغرافي العلمي والفلسفي السليم . وسنحاول في هذه الدراسة المركزة أن نفحص ونحدد مجال وطبيعة مفهوم الإقليم كي يمكن إدراك الجغرافيا كعلم بكل تفصيلاته،وفق تعريف أكثر شمولا ، وفي نفس الوقت ، أكثر دقة لما نفهمه بتعبير الإقليم أو اللاندشافت Landschaft

وفيما يلي محاورة إنتقادية مقارنة لمفهوم الإقليم :

يستخدم الجغرافيون المتكلمون باللغة الألمانية كلمة لاندشافت لتدل على موضوع الجغرافيا . وفي اللغة الفرنسية (Milieu Geogr .) واللغة الإنجليزية (لاند سكيب Landscape) ، وغيرهما من اللغات تُستخدم أمثال هذه الكلمة في اللغة العامة وأيضاً في مجالات أخرى متعددة لكي تعبر عن مفاهيم مختلفة بمعاني محدودة جداً . ولقد اقترح لتفادي الخلط في استعمال الكلمة أن يُستخدم تعبير « اللاندشافت الجغرافي » حين الكلام عن لاندشافت الجغرافيا .

ولقد وضع هتنر Hettner (١٩١٩ ، ١٩٢٧) ، وهو في اعتقادنا أبرز الجغرافيين الألمان ، مفهوم اللاندشافت في التتابع الآتي: « أجزاء من العالم وأقطار ولاندشافتات وأماكن» لكي يشير إلى وحدة مكانية لها شخصيتها النوعية . واليوم يقصد معظم الجغرافيين المتكلمين بالألمانية بكلمة لاندشافت مساحة متجانسة محدودة ، هي إقليم طبيعي في الأغلب الأعم . وبحسب رأيهم ، من الممكن تقسيم سطح الأرض إلى لاندشافتات منفردة كل واحد منها يتميز بصفات كل جغرافي ويبرز الموضوع الحقيقي للجغرافيا العلمية. وهنا يعرف اللاندشافت أي اللاندشافت الجغرافي ، كوحدة مكانية بالشخصية المحدودة لموجود حقيقي لا يمكن تقسيمه إلى أقسام ثانوية دون إفقاده لصفاته .

وبالنسبة لهيتنر ، كانت اللاندشافتات مع هذا ، مجرد مجموعة لوحدات مكانية وليست موضوع الجغرافيا . وبحسب رأيه يعرف موضوع الجغرافيا باعتباره مركب « الأرض أو الغلاف الصخري ، والماء أو الغلاف المائي ، والهواء أو الغلاف الجوي،وعالم النبات والحيوان ، والإنسان وأعماله . . . » وهو يقرر أن « سطح الأرض

ما هو إلا شكل ذو ثلاثة أبعاد ، ويمتد رأسياً إمتداداً كبيراً ، وهو يتركب من أجزاء صلبة وسائلة وغازية ، وتعمره الحياة »

والأغلفة الخمسة المذكورة (الصخري والمائي والجوي والحيوي والبشري) هي التي تشكل ما عبر عنه هيتنر بكلمة الغلاف الأرضي Erdhuelle ، وعبر عنه آخرون بكلمة Erdoberflaeche ، وما أسماه الجغرافيون الروس من عهد قريب « بالمادة الجغرافيا». ونحن نفضل على هذا وذاك التعبير الذي يفهم عالمياً وهو الجيوسفير Geosphere فهو يفسر نفسه بنفسه ، ويمكن ترجمته إلى معظم اللغات كما يمكن الإبقاء عليه في لغتنا وكتابته بالأحرف العربية ، كما أن العلوم الأخرى لا تنازع الجغرافيا فيه .

وهناك جزآن غير عضويين من الجيوسفير (الصخور والهواء) يغلفان الأرض بهيئة مستمرة ، بينما يظهر الغلاف المائي والحياة النباتية والحيوانية وكذلك الإنسان بصورة متقطعة . وكل الأغلفة الخمسة هي في ذاتها عظيمة التمايز في أنماط من الوحدات المكانية التي تتباين في درجات تجانسها . وهذه الأنماط المختلفة ليست مؤتلفة أو متجانسة لسبب أن العوامل المسئولة عن التمايز المكاني (المساحي) لا تعمل كلية في اتجاه رأسي ، وبالتالي فإنها تعمل في كل الأغلفة بطريقة ذاتية ، أو طريق التمييز والإختيار .

ومع أن الجيوسفير في جملته يمتلك شخصية «كل» فإنه من المستحيل تنظيمه في نظام واحد من الموجودات المكانية أو الكائنات. وقدتعرف على هذه الحقيقة عدد كثير من الجغرافيين. ولعله يكفي أن نذكر هارتشورن Hartshorne الذي أكد في مؤلفه « طبيعة الجغرافيا (١٩٤٦) » ... نحن لم نكتشف ولم نستطع أن نقيم حتى الآن أقاليم تمثل وحدات

حقيقية فحسب ، وإنما نحن أيضاً لا نملك مجرد شاهد يمكن أن يوحي إلينا بإمكانية توقع إنجاز ذلك ...» . وهذا رأي نؤيده كل التأييد ، وهو أساس للأفكار التي نسوقها في السطور التالية :

من الممكن ، بناء على ما سبق ، إستخدام أية صفة أو أي عنصر لتقسيم الجيوسفير ،وإن أي جزء من الجيوسفير هو مادة جغرافية أو إقليم أو لاندشافت . ويمكن إقتراح كلمة جيومر Geomer (يونانية Ge = الأرض ، meros = جزء من كل) لتدل على مثل هذه الأجزاء . والقسم الجيومري من الأرض يشير باستمرار إلى « كل جيوسفيري » أي إلى كل الأغلفة التي نجدها ممثلة في داخل مساحة معينة ، أو عند بقعة معلومة .

وفي العرف الألماني يمكن استخدام كلمة اللاندشافت بمعنى اللاندشافت الجغرافي ،وحينئذ يمكن أن نتحدث عن لاندشافت القارات ولاندشافت العروض الوسطى؛ ولاندشافت جمهورية مصر العربية ، ولاندشافت القاهرة . وسيان أيضاً إذا ما كان اللاندشافت موجوداً أو كان موجوداً بالفعل ، أم لا . فكثيراً ما يدرس الجغرافيون اللاندشافت الطبيعي ، ليس كما كان قبل ظهور الإنسان ، ولكن كما يمكن أن يكون اليوم بدون تدخل الإنسان .

وحينما ننظر إلى درجات الكمال الممكنة في مجال « جيومر » أو لانشافت فإننا نصل إلى النظام الآتي :

	اللاندشافت الطبيعي		اللاندشافت البشرى
	لاندشافت غير عضوى	لاندشافت عضوى	
الأغلفة الممثلة	— — الغلاف الجوى الغلاف المائى الغلاف الصخرى	— الغلاف الحيوى(حيوان ونبات) الغلاف الجوى الغلاف المائى الغلاف الصخرى	الغلاف الأنثروبولوجى الغلاف الحيوى الغلاف الجوى الغلاف المائى الغلاف الصخرى
القوانين المتحكمة فى العلاقات المشتركة	غير عضوية — —	غير عضوية وعضوية —	غير عضوية وعضوية وأنثروبولوجية
أمثلة	صحراء ملحية صحراء جليدية	تندرا غابات طبيعية	لاندشافت مدنية وريفية

وفيما بين هذه الأنماط الرئيسية المتعددة تظهر أنماط انتقاليـــة . وباعتبار مفهوم المادة (محتوى اللانشافت) نرى أن لا خلاف بـــين الجيوسفير واللاندشافت أو الإقليم.فالجيوسفير هو أكبر لاندشافتممكن وطبيعي أن نجد أقاليم لاتشارك في كل أغلفة الجيوسفير . ففي الصحراء المالحة لا نجد ممثلا فيها سوى الغلاف الصخري والمائي والجوي فقط. وفي الغابات الطبيعية نجد غلافاً رابعاً يضاف إليها وهو الغلافالحيوي. وبوجود الإنسان يُخلق الغلاف الأنثروبولوجي . والصحراء المالحة هي مثال للاندشافت أو الجيومر الغير عضوي . والغابة الطبيعية مثـــال للإقليم العضوي . وينشأ عن تمثيل كل الأغلفة مجتمعة اللاندشافـــت البشري . وفي كل حالة ينبغي أن يكون المقصود بالإقليم أو الجيومر أو اللاندشافت كل المادة اللاندشافتية التي يتوفر وجودها أو تمثيلها .

وتتباين قوة الإرتباط بين مختلف الغلافات وعناصر الإقليم تبايناً كبيراً في مجال أي مركب إقليمي (لاندشافتي) وقد عبر عن ذلك بوبيك Bobek وشميت هوسين Schmithuesen (١٩٤٩) بالكلمات الآتية : « يمثل اللاندشافت . بهذه الطريقة ، كمالا من أعلى درجة ، ولكن بقوة ارتباط صغيرة » ويتراوح مدى الأبعـــاد المكانية لأي إقليم أفقياً من نقطة واحدة إلى الجيوسفير كله ، أما رأسياً فإن التحليل الدقيق للمركب الإقليمي (اللاندشافتي) هو الذي يرينا إلى أي حد يوجد الإرتباط وبالتالي إمتداد المركب بالفعل .

ولكي نفهم الإقليم لا بد لنا أن نعتبر البعد الزمني ، فهو لا يقل أهمية عن الأبعاد المكانية . وهنا ، مرة أخرى ، لا نجد سوى البحث العلمي هو الذي يستطيع في كل حالة أن يقدر المدى الذي ينبغي أن تمتد به الدراسات إلى الوراء في الماضي من أجل تفسير اللاندشافـــت

الحالي ، بينما تعبر وجهات نظر أخرى عن ضرورة توغل دراسة اللاندشافت بلا حدود في الماضي وفي المستقبل أيضاً . والدراسة الأخيرة (للمستقبل) ذات أهمية للتخطيط الجغرافي .

وبهذا يصبح الجيوسفير بعامة أو أجزاء منه (أقاليم) بخاصة موضوع علم الجغرافيا . وينبغي دراستها بأبعادها الأربعة ، أي بأبعاد المكان وبعد الزمن ، وتعيين شخصيتها بالإرتباط النوعي بمختلف الأغلفة المشار إليها . ونحن نسمي هذا المركب الموصول بإسم إقليم أولاندشافت أو جيومر ، بغض النظر عن مدى إمتداده الأفقي ،على شرط أن يكون كاملا في البعد الرأسي . وحينما يصبح موضوع دراستنا وقد اتصف بهذه الصفات الإقليمية أو الجيومرية ، يجوز لنا بحق أن نتكلم عن الجغرافيا وعن البحث الجغرافي .

ومع هذا فإذا ما تضمنت دراستنا غلافاً واحداً فقط ، أو بعضاً من الأغلفة يُكوِّن كلاً إقليمياً ، فإننا في هذه الحالة سنهتم من وجهة نظر الجغرافيا ، بعلم عنصري مثل الجيولوجيا أو الجيومورفولوجيا . أو علم النبات ... الخ ،أو بدراسة عنصرية . وبالمثل فإنه لا يجوز ولا يصح إطلاق تعبير إقليم أو جيومر أو لاندشافت على التقسيمات المساحية التي هي بطبيعتها ليست لاندشافتية . ونحن نذكر هذا على وجه الخصوص نظراً لتواتر إستخدام تعبيرات مثل **Sprachlandschaft** أي اللاندشافت اللغوي ، لدى الكتاب الألمان . ولعل استخدام تعبير **Sprachgebiet** (أي منطقة لغوية) أفضل وأوفى بالغرض .

وهذا التحديد لموضوع الجغرافيا يعطينا إجابة شديدة الوضوح

عن السؤال « ما هي الجغرافيا ؟ » . وفضلا عن ذلك فإنه يقودنا مباشرة لطرق محدودة معلومة للبحث العلمي . وهذه يمكن تلخيصها في السطور التالية :

ينبغي أن يستمر الفحص العلمي لموضوع مركب كهذا كما يمثله الجيوسفير بطريقة التحليل Analysis (الترابط لإظهار الحقائق أو الصفات والمميزات الظاهرة ؛ وليس مجرد التفتيت) ، ويتبعه التركيب Synthesis (ربط الحقائق بالنتائج أو ربط الحقائق بالمبادىء أو القوانين العامة المعترف بها) .

وبالصلة بالممكنات المشار إليها عاليه ، يميز التحليل نظماً لمناهج الدراسة Systems of approach = Betrachtungssysteme بواسطتها نستطيع أن نرى موضوعنا ، وبالتالي نتبين الجغرافيا غير العضوية والعضوية والبشرية .

ويحوي تحليل آخر تنظيماً أبعد مدى لنظم مناهج الدراسة المشار إليها تبعاً لإتجاهات مناهج الدراسة = directions of approach) Betrachtungsrichtungen) وهذه تتمثل في : الدراسة الشكلية formal ، وهي موجهة نحو الشكل form أو المورفولوجيا morphology ، والدراسة الوظيفية Functional وهي موجهة نحو تنظيم اللاندشافت . ونحن نفضل تعبيري «شكل» و «وظيفة» على تعبيري « مورفولوجيا » وفيسيولوجيا physiology نظراً لأن التعبيرين الأخيرين قد وجدا في الحقل البيولوجي تعريفين نوعيين واضحي التحديد ، ولا ينطبق هذان التعريفان على الجغرافيا بطريق مباشر . وفي أي من الإتجاهين سيقودنا تحليلنا إلى معرفة النظام التركيبي للعناصر الإقليمية (اللاندشافتية) وتجميعاتها ،

ومن ثم نتحدث عن التركيب الشكلي والتركيب الوظيفي للاندشافت .

مثال ذلك الدراسة التي قام بها كارول Carol لشمال شرق سويسرا ، (١٩٦٢) ولإقليم الكارو في جنوب افريقيا (١٩٦٤) . فقد ميز الإتجاهين في مجال نظام منهج الجغرافيا الزراعية . فقسم شمال شرق سويسرا إلى وحدات شكلية زراعية من أربع درجات : الكبيرة والمتوسطة والصغيرة الفرعية Gross, Mittel -, Klein -, und Zwerg formale .

وقد عالج في الوحدات الأصغر دراسة شديدة التفصيل شملت حتى الرقاع الصغيرة التي قد تقل مساحتها عن فدان واحد . وميز تلك الأشكال من خلال نظرة الجغرافيا الزراعية الاندشافت . فإذا ما اخترنا وجهة نظر الجغرافيا الطبيعية على غرار « التصنيف الإقليمي الطبيعي لألمانيا » لشميت هوسين (١٩٥٣ وانظر أيضاً ١٩٥٤) وطبقناها على نفس المنطقة التي درسها كارول (شمال شرق سويسرا) فإننا لا شك سنصل إلى وحدات شكلية طبيعية تغاير الوحدات الشكلية الزراعية التي صنفها كارول،وهذا ما وصل إليه بالفعل اوتوفيرنالي Otto Wirnali (١٩٦٦) .

ولتوضيح التركيب الوظيفي الزراعي Agrarfunctionale درس كارول منطقة الكارو في جنوب أفريقيا . وهنا ينصب البحث في ظلال إتجاه النظرة الوظيفية ، على محتوى للاندشافت يغاير المحتوى الذي درسه في اتجاه النظرة الشكلية . فبينما جرى تجميع المناطق في وحدات تتصف ببناء متشابه متجانس لعناصرها الشكلية،وذلك بحسب وجهة نظر الدراسة الشكلية ، نجد الإتجاه الوظيفي يهتم بتجميع المناطق في وحدات وظيفية يتحكم فيها نفس

التنظيم ، وبالتالي تترابط اقتصاديا . وبهذا يمكن الوصول إلى أنماط متنوعة من الوحدات الوظيفية التي تتراوح بين المزارع ذات الإكتفاء الذاتي إلى المزارع الكبيرة الموجهة نحو السوق العالمية .

وقد ميز كارول وحدات وظيفية مركزية منها **الخاص** : كمعامل الألبان والطواحين ، والأسواق الزراعية .بمناطق تموينها : نطاق الخضروات ، نطاق الألبان المحيط .بمركز الإستهلاك . ومنها **العام** الذي يعتبر مجالات تموين لكل السكان إبتداء من أدنى درجة إلى أعلاها : مركز ريفي ، سوق ، مدينة ، مدينة كبيرة ، عاصمة. وبالإضافة إلى ذلك هناك الوحدات القطرية ، وهذه — بحسب النظام الإقتصادي السائد — تتحكم تحكماً شديداً في اللاندشافت . مثال ذلك أشكال العمل الزراعي الذي تديره الدولة في مقابل الفلاحة الحرة . ومن بين الوحدات الوظيفية الزراعية يذكر كارول وحدات التبادل الزراعي ، كتربية الماشية في منطقة . رعي طبيعي وتسمين الماشية في منطقة زراعية .

ويعرض كارول كمثال للدراسة في منطقة الكارو وحدات وظيفية مركزية . كل وحدة منها تتكون من محلة مركزية ومنطقة امتداد لها متفاوتة المساحة . وكل محلة مركزية هي مكان لخدمات مركزية . وفي ضوء هذا التحديد يمكن فهم التوجيه الإقتصادي والبشري الذي يخدم في الأغلب الأعم مجالا من المنتفعين مغلقاً معلوم المساحة ، وهذا المجال هو ما يمكن التعبير عنه .بمنطقة الإمتداد للوحدة الوظيفية .

ولأسباب معلومة فإن كلا التركيبين الشكلي والوظيفي من الوجهة العلمية غير مؤتلفين ولا متجانسين إطلاقاً . فظهير

ميناء أو الرقعة التجارية لمدينة معينة ، وهما يقعان ضمن نوع التركيب الوظيفي ، نادراً ما يجدان ما يقابلهما في التركيب الشكلي. وفي كلا اتجاهي طرق البحث يجب إستخدام مبدأ دراسة الأصل والنشأة. فدراسة النشأة سترينا أن السرعة التي بها تتغير التراكيب الوظيفية أكبر بكثير منها في حالة التراكيب الشكلية . وهذا كله سيعود بنا إلى المفهوم العام الذي ستمناه في البداية من أن الوحدات الحقيقية بالمعنى الذي يراه كثير مــن الجغرافيين لا يمكن أن توجد ، وهي بالفعل ليس لها وجود .

من هذا يتضح أنه من العبث أن نبحث عن نظام واحد للتقسيمات الإقليمية أو اللاندشافتية . ومن الواضح أيضاً أن شيئاً مثل الوحدة المكانية من أصغر حجم،والتي لا يمكن تقسيمها إلى أجزاء أصغر بدون أن تفقد شخصيتها الكلية المتكاملة (مثل ما في حالة الأعضاء أو الكائنات) ليس لها وجود . وكما يستخدم المهندس المعماري أو المهندس المدني التخطيط الأفقي والرأسي لتصوير وشرح موضوعه (كبناء منزل) يجب على الجغرافي أن يستخدم مختلف طرق الدراسة التحليلية التي تهدف أساساً إلى فحص مختلف الصور مجتمعة، وتؤدي إلى تفهم كامل للطبيعة المركبة لموضوع الجغرافيا .

المراجع

Bobek, H. (1948) : Stellung und Bedeutung der Sozialgeographie, Erdkunde. S. 118-125.

Boesch, H. (1954) : Die Wirtschaftslandschaften der Erde. Zürich.

——— (1955) : Amerkanische Landschaft. Neujahresblatt, Zürich.

——— (1956) : Beitraege zur Frage der Geographischen Raumgliederung in der amerikanischen Literature. Vierteljahr d. Naturf. Ges. Zuerich. S. 37-50.

BUERCER, K. (1935) : Der Landschaftsbegriff. Dresdner Geogr Studien - 7. Dresden

CAROL, H. (1962) : Das Agrargeographische Betrachtungs-system. Ein Beitrag zur landschaftskundlichen Methodik. Geographica Helvetica, S. 17-67; Zuerich.

——— (1964) : Zur Diskussion um Landschaft und Geographie. Geographica Helvetica; S. 111-133; Zuerich.

——— (1957) : Grundsaetliches zum Landschaftsbegriff. petermanns Geogr. Mitt, S. 93-97;

CAROL, H. and NEEF, E. (1967) : Zehn Grundsaeze ueber Geographie und Landschaft. Petermanns Geogr. Mitt., S. 97-98.

GURLITT, D. (1948) : Grundbegriffe der Geographie, Universitas Zeitschr. f. (Wiss). Kunst und Literatur, 3. S. 427-436.

GUTERSOHN, H. (1946) : Harmonie in der Landschaft. Geogr. Inst. der Eidg. Techn. Hochschule Zuerich. 4.

——— (1950) : Landschaften der Schweiz. Zuerich.

Hartshorne, R. (1946) : The Nature of Geography. A critical survey of current thought in the light of the past. Annals of the Ass. of Am. Geogr., Sec. Print. Lancaster, Pennsylvania.

Hettner, A. (1927) : Die Geographie, ihre Geschichte, ihre. Wesen und ihre Methoden. Breslau.

JAMES, E. and JOHNS, F. (1954) : American Geography. Inventory and Prospect. Syracuse.

JOHN, W. (1957) : Die Diskussion ueber den Begriff «Landschaft». Geogr. Rundsch. 9, S. 213-216.

MAUL, O. (1938) : Die Einheit der Landschaft und laendeskundliche Einheiten. Comptes rendus der Congrés International de Géographie. Amsterdam, B. 2, S. 150-157.

Otremba, E. (1948) : Die Grundsaetze der naturraumlichen Gliederung Deutschlands. Erdkunde 2, 156-167.

Schmithuesen, J. und Bobek, H. (1949) : Die Landschaft im logischen System der Geographie. Erdkunde 3, S: 112-120;

Schmithuesen, J. (1953) : Handbuch der natuerlichen Gliederung Deutschlands. Remagen.

——— (1954) : Die naturraumlichen Einheiten auf Blatt 161 Karlsruhe. Stuttgart.

Schultze, J.H. (1955) : Die naturbedingten Landschaften der Deutschen Demokratischen Republik. Gotha.

——— (1955) : Begriff un Gliederung Geographischen Landschaft. Forsch. u. Fortschr. 29, S. 291-297.

Troll, C. (1950) : Die geographische Landschaft und ihre Erforschung. Studium Generale, 4, Berlin/Heidelberg.

Winkler, E. (1951) : Landschaft als Inbegriff der Geographie. Geogr. Helv. 6, S. 137-140.

Winkler, E. und Regel, C. von (1953): Zur Landschafts-Diskussion in der Soviet-Geographie. Gegr. Helv. 8, S. 234-248.

Wirnali, O. (1966) : Die neure Entwicklung des Landschaftsbegriffes. Geogr. Helv., S. 1-59.